

TARTU ÜLIKOOL
KESKKONNAFÜÜSIKA INSTITUUT

PUBLICATIONES GEOPHYSICALES
UNIVERSITATIS TARTUENSIS
50

**Tartu Ülikooli ilmade observatooriumi
140. juubeli konverentsi ettekanded**

Tartu 2006

TARTU ÜLIKOOL
KESKKONNAFÜÜSIKA INSTITUUT

PUBLICATIONES GEOPHYSICALES
UNIVERSITATIS TARTUENSIS

50

Tartu Ülikooli ilmade observatooriumi 140. juubeli
konverentsi ettekanded

Toimetajad Marko Kaasik ja Piia Post

Tartu 2006

PUBLICATIONES GEOPHYSICALES
UNIVERSITATIS TARTUENSIS
50

UNIVERSITY OF TARTU
INSTITUTE OF ENVIRONMENTAL PHYSICS

PUBLICATIONES GEOPHYSICALES
UNIVERSITATIS TARTUENSIS
50

Presentations of the conference dedicated to the 140th
anniversary of Meteorological Observatory of
University of Tartu

Editors Marko Kaasik and Piia Post

Tartu 2006

TARTU ÜLIKOOL
KESKKONNAFÜÜSIKA INSTITUUT

PUBLICATIONES GEOPHYSICALES
UNIVERSITATIS TARTUENSIS
50

Tartu Ülikooli Ilmade Observatooriumi 140. juubeli
konverentsi ettekanded

Toimetajad Marko Kaasik ja Piia Post

Tartu 2006

Väljaandja/Publisher:
Tartu Ülikooli keskkonnanäüsika instituut
Tähe 4, 51010 Tartu
Eesti/Estonia
environ@physic.ut.ee

Toimetuskolleegium/Editorial Advisory board:
Marko Kaasik, Piia Post, Rein Rõõm

Toimetajad/Editors:
Marko Kaasik and Piia Post
marko.kaasik@ut.ee and piia.post@ut.ee

Tehniline toimetaja/Technical editor: Aleksandra Linnas

Kaane kujundus/Cover designed by: Karin Tuvikene

Kogumik on välja antud Keskkonnainvesteeringute Keskuse rahalisel toel
The volume is published using the financial help
of the Environmental Investment Centre

© Tartu Ülikooli keskkonnanäüsika instituut, 2006

ISSN 1736-4159
ISBN 9949-11-328-8

Tartu Ülikooli Kirjastus
Tiigi 78, 50410 Tartu
Tellimus nr. 271

SISUKORD

Eessõna	9
Metobs 140 üritused	10
Linda Kongo. Meteoroloogia algusaastad Eestis	13
Toomas Pung. Oettingeni anemograafist	19
Ain Kallis. Juhan Rossist, Metobsist ja Aktinomeetrialaboratooriumist	37
Rein Rõõm. Metobs-ist HIRLAM-isse. Numbrilise ilmaennustuse arengulugu Eestis ..	44
Rein Tamsalu, Vladimir Zakharov, Vladimir Zalesny, Harri Kuosa. Atmosfäär-meri süsteemide modelleerimine	52
Aarne Männik. Numbriline ilmaennustuskeskkond EMHI-s	65
Jüri Elken. Läänemere veekonveier: kas „korsten“ paikneb Soome lahe suudmes?	74
Jüri Jagomägi, Tiina Rauk, Mati Tee. Magnetilise deklinatsiooni mõõdistamine	85
Reio Pöder. Tehnogeensed lained Tallinna lähel	93
Ove Pärn. Jäänähtuste ja veetemperatuuri tundlikkus kliima muutusele	97
Tiia-Ene Parts ja Aare Luts. Negatiivsete ionide komponendid aerosooliosakeste koostises	107
Jaan Salm. Aerosooliosakeste statsionaarne elektriline laadumine	117
Lennart Neiman ja Hanno Ohvril. Atmosfääri läbipaistvus Tartus 1931–1940	122
Olavi Kärner ja Helve Meitern. Õhutemperatuuri muutustest Tartus viimase 200 aasta jooksul	133
Merike Merilain ja Piia Post. Suvised ekstreemsajud – kas ainult viimaste aastate fenomen?	144
Triin Saue, Jüri Kadaja, Edvin Nugis. Mulla dielektrilise läbitavuse mõõtmisel saadud tulemusi	155
Tarmo Kall. Atmosfääri koormuse ja hüdroloogilise koormuse mõju maapinna vertikaalnihetele Eestis Navesti ja Põltsamaa–Lelle geodünaamiliste polügoonide põhjal	161
Marko Kaasik. Õhusaaste leviku mudeli AEROPOL testimine Kincaidi hajumiseksperimendi põhjal	172

Aive Liibusk, Harli Jürgenson, Natalja Morozova. Läänemere nivoopinna määramine GPS-meetodil ja selle võrdlemine Põhjamaade gravimeetrilise geoidiga NKG04	183
Jaak Jaagus ja Jüri Kadaja. Eesti rajoneerimine lumikatte režiimi alusel	191
Marili Sits ja Piia Post. Tartu ilmajaamade õhutemperatuuride võrdlus	205
Tarmo Soomere. Unikaalsed lainetuse tingimused Läänemerel 2005. a jaanuaris	215

CONTENTS

Linda Kongo. About the Initial Years of Meteorology in Estonia	18
Toomas Pung. Oettingen's Anemograph	36
Ain Kallis. Juhan Ross, Meteorological Observatory and Actinometric Laboratory	43
Rein Rõõm. From Metobs to HIRLAM. Numerical Weather Prediction Development in Estonia	51
Rein Tamsalu, Vladimir Zakharov, Vladimir Zalesny, Harri Kuosa. Atmosphere- Sea Systems Modeling	63
Aarne Männik. Numerical Weather Prediction Environment at the EMHI	73
Jüri Elken. Baltic Sea Water Conveyor: Is the "Chimney" Located at the Entrance to the Gulf of Finland?	84
Jüri Jagomägi, Tiina Rauk, Mati Tee. Magnetic Declination Measurements	92
Reio Põder. Technogeneous Waves in the Coastal Area of the Tallinn Bay	96
Ove Pärn. Sensitivity of Ice Phenomena and Water Temperature to the Climate Changes	106
Tiia-Ene Parts and Aare Luts. Components of Negative Ions in the Composition of Aerosol Particles	116
Jaan Salm. Steady State Electrical Charging of Aerosol Particles	121
Lennart Neiman and Hanno Ohvril. Atmospheric Transparency in Tartu, 1931–1940	132
Olavi Kärner and Helve Meitern. On the Changes in Air Temperature for Tartu during the Last 200 years	143
Merike Merilain and Piia Post. Heavy Rainfall – Is It Only a Feature of Recent Years' Summers in Estonia?	153
Triin Saue, Jüri Kadaja, Edvin Nugis. Results Achieved Measuring Soil Dielectric Permittivity	160
Tarmo Kall. Influence of Atmospheric and Hydrological Loading on Vertical Displacements of the Earth's Surface in Estonia on the Example of the Navesti and Põltsamaa–Lelle Geodynamic Networks	171
Marko Kaasik. Validation of the AEROPOL Model against the Kincaid Dispersion Experiment	182

Aive Liibus, Harli Jürgenson, Natalja Morozova. Detecting the Baltic Sea Level Surface with GPS-measurements and Comparing it with the Nordic Geoid Model NKG04	190
Jaak Jaagus and Jüri Kadaja. Regionalisation of Estonia by the Snow Cover Regime	204
Marili Sits and Piia Post. Comparison of Air Temperatures Measured at Three Tartu Meteorological Stations	213
Tarmo Soomere. Unique Wave Conditions in the Baltic Sea in January 2005	224

EESSÕNA

1865. aasta 2. detsembril alustas Tartu Ülikooli füüsikakateedri juhataja Arthur Joachim Oettingen oma majas meteoroloogilisi vaatlusi. Sellega pani ta aluse pidevale vaatluste reale Tartus, mis kestab tänapäevani. Meteomõõtmisi oli Eestis ennegi tehtud ning neist võib lugeda käesolevastki kogumikust, kuid Oettingeni käima lükatud ilmajaam kujunes juba kümne aasta jooksul uurimisasutuseks ning ilmamõõtmisi organiseerivaks keskuseks. Seepärast peetakse mainitud kuupäeva Tartu Ülikooli Meteoroloogia Observatooriumi (Metobs-i) asutamise kuupäevaks, ehkki ametlikult ülikooli allasutuste nimekirja võeti Metobs alles 1876. aastal. Aastatel 1924–1940 oli TÜ Metobs Eesti Vabariigi hüdrometeoroloogia keskasutus, kust hallati jaamade võrku, koostati ilma-prognoose ning tehti rahvusvahelisel tasemel ilmastiku- ja kliimauuringuid. Metobs-ist on välja kasvanud olulisemad meteoroloogia, klimatoloogia ja hüdroloogiaga tegelevad asutused Eestis.

Seepärast tähistasidki Tartu Ülikooli keskkonnanäüüsika ja geograafia instituudid, Tartu Observatoorium ning Eesti Meteoroloogia ja Hüdroloogia Instituut Metobs-i 140. aastapäeva 10. ja 11. novembril 2005. Esimesel päeval toimunud ajalookonverentsi austas oma osavõtuga Maailma Meteoroloogia Organisatsiooni (WMO) peasekretär Michael Jarraud. Lisaks temale esinesid tervitustega Tartu Ülikooli rektor Jaak Aaviksoo ja Eesti Meteoroloogia ja Hüdroloogia Instituudi peadirektor Jaan Saar. Tõdeti, et oma soliidse ligi 300-aastase ajaloo jooksul on Eesti meteoroloogia ikka ajaga kaasas käinud. 11. novembril Tõraveres toimunud teaduskonverentsil esinesid Eesti atmosfäärifüüsika, merefüüsika, meteoroloogia, klimatoloogia ning geofüüsika korüfeed, aga ka noored tegijad, 14 suulise ja 21 stendiettekandega, andes mitmekülgse ülevaate nende loodusteaduste seisust Eestis. Käesoleva kogumiku neli esimest artiklit on ajalookonverentsi ettekannetest ning ülejäänud teaduskonverentsilt.

Konverentsidele lisaks toimus veel mitmeid üritusi, millede eesmärgiks oli populariseerida meteoroloogiat. Kõigi ettevõtmiste ajakava on toodud lk-del 10–12.

19. saj lõpus alustatud Tartu Ülikooli toimetiste (Acta Commentationes Universitatis Tartuensis) seerias on rohkesti avaldatud geofüüsika-alaseid töid. Käesoleva köite lõpus on toodud Karin Tuvikese koostatud nimestik neist trükistest, millest mitmed pealkirjad kõlavad tänapäevalgi väga aktuaalsetena. Käesoleva kogumikuga me jätkame Tartu Ülikooli geofüüsika-alaste trükiste sarja, kuid uue pealkirja all, sest TÜ toimetised lõpetasid ilmumise oma senises formaadis aastal 1995.

Kogumikus esitatud andmete õigsuse eest vastutavad autorid, kelle stiili pole toimetajad muutnud. Parandatud on vaid ilmseid keelelisi vääratusi ja sisulisi eksimusi.

Head lugemist!

Toimetajad

Metobs 140 üritused



M. Jarraud kõnehoos
(T. Viigi foto).

Neljapäeval 10. novembril 2005 kell 11–14.30
toimus TÜ raamatukogu konverentsisaalis
ajalookonverents Tartu Ülikooli
Meteoroloogiaobservatoorium – Metobs – 140.

Avasõna: *Jaak Aaviksoo* (TÜ rektor)
Auaadress: *Michel Jarraud* (WMO peasekretär)
Jaan Saar (EMHI peadirektor)

Ajaloolised ettekanded

Linda Kongo: Eesti meteoroloogia algusaastad
Piia Post: Metobsi rollist ja tähtsusest
Toomas Pung: Oettingeni anemograafist
Erki Tammiksaar: Alfred Wegener ja tema mõju
meteoroloogia arengule Tartu ülikoolis
Ain Kallis: Juhan Rossist, Metobsist ja
Aktinomeetrialaboratooriumist
Rein Rõõm: Metobsist HIRLAMIsse

Kell 15 toimus TÜ raamatukogu kohviku fuajees **näituse Metobs 140** avamine.



Pilte näituselt: fotod meteoroloogiakabinetist (T. Punga foto).

Kell 16 leidis aset väike **linnaekskursioon** Metobs-i tegevusega seotud paikadesse, millele kell 17 järgnes **õhtusöök ja arutelu** TÜ vanas kohvikus.

Reedel 11. novembril 2005 toimus Tõraveres Tartu Observatooriumis
teaduskonverents Eesti Geofüüsika 2005.

10.00–12.30 Suulised ettekanded (20 min) Tartu Observatooriumi saalis

Rein Tamsalu: Atmosfäär-Meri süsteemi modelleerimine

Aarne Männik: Numbriline ilmaennustuskeskkond EMHI-s

Jüri Elken: Läänemere veekonveier: kas "korsten" paikneb Soome lahe suudmes?

Jaan Laanemets: Soome lahe sinivetikate õitsengute põhjustest ja hägusloogika mudel

Helgi Arst: Veealune valgusväli Eesti järvedes

Mati Tee, Jüri Jagomägi: Deklinatsiooni mõõdistamisest

Tiit Nilson, Olavi Kärner: Geofüüsika ja kosmiline kaugseire

12.30–13.30 **Lahtiste uste päev Tõraverre meteojaamas**



A. Kallis lahtiste uste päeval huvilistele selgitusi jagamas (M. Kaasiku foto).

13.30–15.30 Lõunavaheaeg ja stendiettekanded

Marko Zirk: Lineaarne diskreetne dünaamikamudel atmosfääri ujulainete uurimiseks

Reio Põder: Tehnogeensed lained Tallinna lähel

Ove Pärn: Jääminek Peipsil läbi aegade

Birgot Paavel: Optilised aktiivsete ainete osakaal valguse nõrgenemises ja neeldumises järvevetes

Anu Reinart, Tiit Kutser: Quantitative detection of cyanobacterial blooms by ocean colour sensors

Marko Vana, Eduard Tamm: Atmosfääri aerosoolse saaste levi ja mõõtmiste representatiivsuse hinnangud osakeste mõõtmispektri aegridadest

Anna Pugatšova, Eduard Tamm: Atmosfääriaerosooli osakeste mõõtmispektri kuju sõltuvus õhumassi päritolust

Aare Luts, Tiia-Ene Parts: Negatiivsete ionide komponendid aerosooliosakeste koostises

Jaan Salm: Aerosooliosakeste statsionaarne elektriline laadumine

Lennart Neiman, Hanno Ohvril: Atmosfääri läbipaistvus Tartus 1931–1940

Erko Jakobson, Hanno Ohvril: REMO mudeli ööpäevase käigu kontroll Tõravere mõõtmistulemustega

Olavi Kärner, Helve Meitern: Tartu õhutemperatuuri muutlikkusest viimase 200 aasta jooksul

Merike Merilain: Suvised ekstreemsajud – kas ainult viimaste aastate fenomen?



M. Merilain oma stendiettekannet tutvustamas (I. Leitu foto).

Pille Link, Piia Post: Spatial and temporal variance of cyclones in the Baltic Sea region

Triin Saue, Jüri Kadaja, Edvin Nugis: Mullaniiskuse mõõtmisel percomeetriga saadud tulemusi

Silver Lätt, Uno Veisman, Kalju Eerme, Ilmar Ansko: Ultraviolettkiirguse spektromeetria Tõraveres

Tarmo Kall: Atmosfääri koormuse ja hüdroloogilise koormuse mõju maapinna vertikaalnihetele Eestis Navesti ja Põltsamaa-Lelle geodünaamiliste polügoonide põhjal

Marko Kaasik: Validation of the AEROPOL model against the Kincaid data set

Aive Liibusk, Harli Jürgenson, Natalja Morozova: Läänemere nivoo pinna määramine GPS-meetodil ja selle võrdlemine Põhjamaade gravimeetrilise geoidiga NKG04

Oliver Tomingas: Õhutemperatuuri ja sademete modelleerimine Eesti alal kasutades topeltpesastatud regionaalset kliimamudelit

15.30–18.00 Suulised ettekanded (20 min) Tartu Observatooriumi saalis

Hannes Tammet: Nanomeeterosakesed õhus

Liia Pahapill: Radoonist meie elamutes

Mait Sepp: Muutustest tsüklonite trajektoories Põhja-Euroopa kohal ja selle mõjust õhutemperatuurile Eestis

Jaak Jaagus: Eesti rajoneerimine lumikatte režiimi alusel

Marili Sits: Tartu ilmajaamade temperatuuride võrdlus

Tarmo Soomere: Unikaalsed lainetuse tingimused Läänemeres 8.-9. jaanuari tormis

Meteoroloogia algusaastad Eestis

Linda Kongo

Eesti Looduseuurijate Selts

Ilma on vaadeldud inimsoo algusest peale, kuid siis ei juureldud nähtuste üle. Veel XVII sajandil öeldi ebaharilike ilmastikunähtuste puhul "põhjust teab ainult Jumal".

Kuna naaberriigis Lätis alustati ilmavaatlusi varem, siis olgu märgitud nendegi ilmavaatluste algus. Nimelt alustati Kuramaa arsti Johann Georg Weygandi andmetel ilmavaatlusi Lätimaa lääneosas Kuldigas 1680. aastal (Weygand, 1717).

1762. aastal Riias Johann Lutheri poolt sisseseatud meteoroloogilistest vaatlustest annab ülevaate Gustav Schweder Riia Looduseuurijate Ühingu (Riia LÜ) väljaandes (Schweder, 1888).

1796. aastal asutas prof Johann David Sand Riias alaliselt tegutseva meteoroloogijaama. See tegutses 40 aastat.

Eestis tegid esimesi instrumentaalseid ilmavaatlusi arstid, kes otsisid seoseid väliskeskkonna tegurite ja haiguste esinemise vahel. 1731. aastal tegi sõjaväearst Johann Jacob Lerche ilmavaatlusi Vilsandi reidil. Tallinna Rüütli- ja Toomkooli professori, arstiteaduse doktori Carl Ludvig Carpovi 1779. aastal alustatud vaatlustest on kirjutanud Johann Christoph Petri (1809). Viimane oli 12 aastat Eestis koduõpetaja, sealhulgas Põltsamaal August Wilhelm Hupeli juures. Carpoviga samaaegselt alustas vaatlusi Tallinna linnaarst Hermann Bluhm. Aastatest 1783–88 pärinevad vaatlusandmed Tallinna linnaarstilt Justus Samuel Waltherilt, kes töötas merevähospitalis (Walther, 1816).

Sõjaväelastest tegi aastatel 1774–77 vaatlusi alampolkovnik Jacob Breckling Tallinnas.

18. sajandil tehti ilmavaatlusi ka mitmes mõisas. Gustav Friedrich von Pahlenilt pärinevad väärtuslikud fenoloogilised vaatlusmaterjalid Palmsest. Nende hulgas on ka mitesüsteemaatilisi märkmeid õhurõhu ja temperatuuri kohta alates 1787. aastast. Sagadi mõisnik Gideon Ernst von Fockilt pärinevad temperatuuri vaatlused 1799. aastast. August Wilhelm Hupel tegi vaatlusi Põltsamaal 1777. aastast alates. Cornelius von zur Mühlen tegi vaatlusi Piirsalu mõisas 1800–1815 (v.a aastad 1808 ja 1809). Piibe mõisast pärinevad Karl Ernst von Baeri vaatlused, mille tulemusi ta avaldas hiljem eestlaste endeemilisi haigusi käsitlevas töös (Baer, 1975). Holdre mõisnik Ferdinand August von Hagemeister avaldas artikli Liivimaa kliimast, äratades ümbruskonna talunikes huvi ilmastiku jälgimise vastu (Hagemeister, 1859). Vaatlusi tegid ka kodukooliõpetajad.

19. sajandi I poolel olid samuti vaatlusmaterjale peamiselt arstid ja sõjaväelased. Sellest ajast pärinevad Tartu ülikooli rektori ja ülikooli õppejõu Daniel George Balki koostatud "Eeskirjad meditsiinikliiniku ja seda külastavate üliõpilaste jaoks", kus on kirja pandud arstide kohustus teha ilmavaatlusi, kasutada sellekohaseid märkmeid haiguste paremaks diagnoosimiseks ja arvestada ravil. Üles tuli märkida õhurõhk, temperatuur, õhuniiskus, tuule suund ja tugevus ning muud atmosfäärinähtused (Balk, 1806).

Tallinnas tegi aastatel 1805–13 vaatlusi astronoom Ivanov. Aastatel 1805–1826 (lünkadega) toimusid vaatlused Tallinna Toomkooli juures. Neid tegi tõenäoliselt seal Heinrich Wilhelm Joachim Rickers. Aastatel 1810–25 tegi vaatlusi Viru-Nigulas ja

aastatel 1826–40 Tallinnas ooberst Johann Friedrich Adlerberg. Aastatel 1814–27 tegi vaatlusi Virumaal Kadrinas kodukooliõpetaja Friedrich Schieferdecker, kes hiljem asus Tallinna ja jätkas seal vaatlusi kuni 1849. aastani. Alates 1820. aastast tegi vaatlusi Noarootsis Johannes Carlbom, Viljandis 1824–47 Georg Friedrich Dumpf. Tallinnas alustas Mereministeeriumi ülesandel 1842. aastal vaatlusi ohvitser Andrejev. Vaadeldavateks meteoroloogilisteks elementideks ja nähtusteks olid õhurõhk, temperatuur, tuule suund ja tugevus, pilvisus, sademed ja äike. Vaatlusaegadena olid märgitud hommik, lõuna ja õhtu.

Varasematest vaatluskohtadest tuleb veel nimetada Saaremaad, kus Andreas von Löwis tegi 1809. aastast alates seoses fenoloogiliste vaatlustega märkmeid ka ilmastikunähtuste kohta. Tema raamatus on ilmade kirjeldus antud kuupäevade lõikes ebaühtlaste vahedega vastavalt ilamuutustele (ilus ilm, sajune) ja taimede arengufaasidele (Löwis, 1815). Sellelaadseid üksikvaatlusi oli teisigi. Mõned neist avaldasid oma vaatlusandmeid ka kalendrites. 19. sajandi 20-ndatel aastatel ilmus Tartus kalender, kus avaldati jooksva aasta meteoroloogilisi ülevaateid Tartu Tähetorni andmete alusel (Dörptscher Kalender).

Georg Friedrich Parroti vaatlusandmed aastatel 1806–09 on trükitud ajalehes Dörptsche Zeitung. Hoopis hilisemasse algusaega on Parroti vaatlused asetanud Ants Raik, kes kirjutab, et "...Tartus on meteoroloogiliste vaatluste algus seotud Parrotite nimega. Esimesed teadaolevad andmed on avaldatud perioodide 1822–27 ja 1828–32 kohta (vana kalendri järgi). Originaalid on säilinud perioodi 18. oktoober 1828 kuni 15. november 1834 osas. Selgub, et vaatlusi on teostatud hommikul kell 7, lõuna ajal kell 12 ja õhtul kell 8. Registreeritud on õhurõhk pariisi tollides ja liinides, õhutemperatuur ning tuule suund" (Raik, 1961). "...vaatluste säilinud originaalidest (aastatest 1828–1834) selgub, et neid tehti "auf der klinischen Anstalt der Universität" (ülikooli kliinilises asutuses). See lubab initsiaatorit näha füsioloogia ja patoloogiaprofessoris Friedrich Parrotis" (Raik, 1965). Georg Friedrich Parrot pidas vajalikuks kõiki tsiviliseeritud riike ühendava meteoroloogilise seltsi asutamist eesotsas keskse bürooga, kes koondaks kõiki vaatlusmaterjale ja suunaks vaatlusjaamade tööd.

Nagu eespool märgitud, tehti Tartus meteoroloogilisi vaatlusi veel varem. G. F. Parrot, olles aastatel 1796–1800 Liivimaa Üldkasuliku ja Ökonoomilise Sotsieteedi (*Livländische Gemeinnützige und Ökonomische Sozietät*) sekretär, avaldas selle organisatsiooni väljaannetes (Oekonomisches Repertorium für Livland) palju meteoroloogiaalaseid artikleid. Seda jätkas ka tema järglane Wilhelm Christian Friebe sama organisatsiooni sekretärina aastatel 1801–1811.

Miitavis (Jelgavas) alustas 1821. aastal meteoroloogilisi vaatlusi *Academia Petrina* professor Magnus Georg von Paucker. Ta oli lõpetanud Tartu ülikooli 1808. aastal G. F. Parroti õpilasena. Kuuludes Kuramaa Kirjanduse ja Kunsti Seltsi (*Kurländische Gesellschaft für Literatur und Kunst*) liikmeskonda, avaldas ta vaatlusandmeid jooksvalt selle seltsi väljaannetes. Selle seltsi liikmeteks olid ka K. E. von Baer, G. F. Parrot ja W. Struve. Pauckeri ettepanekul alustas nimetatud selts mitmes kohas selleaegsetes Balti kubermangudes ilmastikuvaatlusi ühtlustatud programmi järgi. Pauckeri üleskutsel rajas 1849. aastal meteoroloogilise vaatlusvõrgu ka Eestimaa Kirjanduslik Selts (*Estländische Literarische Gesellschaft*), saades selleks otstarbeks naaberseltsilt kontrollitud termomeetreid (Jordan, 1871). Vaatlusi alustati 10 punktis – Kärđlas, Haapsalus, Lihulas, Paldiskis, Tallinnas, Raplas, Paides, Simunas, Kundas ja Lügänuusel. Vaatlusi tehti ühise

programmi alusel, mis annab tunnistust uue etapi – organiseeritud tegevuse algusest meteoroloogiliste vaatluste ajaloos Eestis.

19. sajandi esimesel poolel alustati ilmavaatlusi terves reas linnades (1824 Viljandis, 1829 Paldiskis, 1842 Pärnus jne) ja teistes kohtades. A. Raik kirjutab, et "... vaatluste read ei kujunenud kuigi pikaks ja andmed pole usaldusväärsed. Pole teada, milliseid vaatlusriistu kasutati ning millised olid nende parandid, täpsed vaatlusajad ja kohad. Seetõttu on selle perioodi vaatlusandmed kasutatavad Eesti kliimaatiliste tingimuste võrdlemiseks kaugemal asuvate aladega, samuti ilmastiku aastase käigu ja erinevate aastate ilmastiku iseärasuste võrdlemiseks, mitte aga küllalt täpsed suhteliselt lähestikku asuvate punktide kliimaatiliste tingimuste võrdlemiseks" (Raik, 1961).

Füüsika Peaobservatooriumi direktor Heinrich Wild pidas teistest korrektsemaks meteoroloogiliste vaatluste reaks Eesti territooriumil Füüsika Peaobservatooriumi korrespondendi Carl Kalki vaatlusi Paldiskis.

Andres Tarand on avaldanud arvamust, et vanade andmete eelis on selles, et vabatahtlikkusest tingituna on neil kõrgem kvaliteet võrreldes andmetega, mis laekuvad kohustusliku palgatöö rutiinis (Tarand, 1992).

1840. aastal sai Tartu Tähetorni direktoriks Tartu ülikooli õppejõud Johan Heinrich Mädler, kelle initsiatiivil hakati meteoroloogilisi vaatlusi teostama Tartu Tähetornis. Vaatlustele oli kaasatud kogu personal. Seetõttu õnnestus Mädleril saavutada lünkadeta vaatlusrida kuni 1845. aastani. Vaatlusi jätkati taas 1849. aastal. Samal aastal avaldas ta vaatlusandmed nädalalehes (Mädler, 1849). Mädler oli sidemetes Saksamaa teadlastega, eeskätt Alexander von Humboldtiga, kes sageli palus Mädlerilt andmeid meteoroloogiliste vaatluste kohta võrdlusmaterjaliks oma teaduslikes töödes. Aastal 1866 siirdus Mädler tagasi Saksamaale.

Riia LÜ hakkas meteoroloogilisi vaatlusi organiseerima asutamisest alates aastal 1845. Rajati tosinast vaatlusjaamast koosnev vaatlusvõrk selleaegsel Liivi- ja Kuramaal. 1850. aastal saadi Füüsika Peaobservatooriumi (rajatud 1849) direktori Adolf Theodor Kupfferi vahendusel Mäeinseneride Korpuse staabilt meteoroloogilisteks vaatlusteks instrumente (baromeeter, psühromeeter, termomeetreid jm). Vaatlusandmeid hakati pidevalt avaldama Riia LÜ publikatsioonides (Correspondenzblatt) selle seeria neljandast köitest alates. 1853. aastal oli ühingul 16 vaatluspunkti, sealhulgas Rõuges ja Vaabinas, 1860. aastal aga ainult 9 vaatluspunkti, kuna seltside huvi asja vastu vähenes.

Johan Jakob Friedrich Wilhelm Parroti surma järel 1841. aastal kutsuti Hallest Tartusse füüsikaproffessoriks Friedrich Ludwig Kämtz. Viimane avaldas juba Halles meteoroloogia ja eksperimentaalfüüsika õpiku, mis võeti kasutusele Saksamaa ülikoolides (Kämtz, 1931–36). Samas avaldas ta Loengud meteoroloogiast (Kämtz, 1840). Ta oli ka kolmeköitelise meteoroloogiateatmiku (Repertorium für Meteorologie, 1860–64) toimetaja. Kuus peatükki selles käsitlevad temperatuuri, õhurõhu ja tuuleelementide mõõtmiste tulemusi. Tartus alustas Kämtz juba 1842. aastal ilmavaatlusi, mida ta tegi iga tunni järel kella 7-st kuni 23-ni. Ühes tema kirjas leidub lause: "Olen 1827. aastast vaatlustega sedavõrd harjunud, et tõusen peaaegu mehhaaniliselt iga kellalöögi ajal püsti" (Raik, 1965). Et vaatlustesse jääks võimalikult vähem lünki, kandis ta alati taskus raamatukest, millesse märkis lisaandmeid nii töö ajal kui ka tänaval viibides.

L. Kämtz oli üks Tartu Loodusuurijate Seltsi (Tartu LUS-i, nüüd Eesti Looduseuurijate Selts või Eesti LUS) asutajaliikmetest 1853. aastal. Ta tegi 1855. aastal seltsile ettepaneku organiseerida plaanipäraseid meteoroloogilisi vaatlusi Balti kubermangudes

kooskõlastatult Riia LÜ-ga. Kämtz ise töötas välja vaatluste instruksiooni, mis sisaldas ühtlased vaatlusskaalad nii ilmastikuelementide kohta kui ka küsimustiku fenoloogilisteks vaatlusteks. Pidades vajalikuks andmeid ka taimestiku ja loomastiku arengu kohta, selgitas Kämtz fenoloogiliste nähtuste sõltuvust meteoroloogilistest faktoritest. Ta sai Füüsika Peaobservatooriumi juhatajalt akadeemik A. T. Kupfferilt 2 termomeetrit ja 2 baromeetrit ning Tartu LUS-ilt raha uute vaatlusriistade hankimiseks (Kämtz, 1856).

1856. aasta alguses õnnestus Kämtzil vaatlustele kaasata maanõunik Gustav von Numers Idveni mõisast Valmiera linna lähedalt (kellelt ta sai juba mitme varasema aasta kohta vaatlusmaterjale), Peter von Sivers Rāpinast ja õpetaja Richard Meder Kuressaare aadlikreisikoolist. Nendes asukohtades asutati vaatlusjaamad, mis varustati instrumentidega. Vaatlused kestsid Kämtzi juhatusel 1856. aastani, sest sel aastal viidi Kämtz üle Peterburgi, kus ta määrati korralise akadeemikuna Füüsika Peaobservatooriumi direktoriks.

Meteoroloogia arengu seisukohalt on oluline märkida, et Kämtz võttis endale Tartus töötamise perioodil eelnimetatud meteoroloogiateatmiku (*Repertorium für Meteorologie*), kui sel ajal Venemaal ainsana ilmuva meteoroloogia-alase väljaande, koostamise ja toimetamise aastatel 1860–65. Kuna selles avaldati nii Venemaalt kui ka välismaalt saadetud meteoroloogia-alaseid artikleid, sai Tartu tunduks meteoroloogilise uurimistöö keskusena. Kokku ilmus seda teatmikku 3 köidet, igas köites 4 vihikut. Põhilise osa moodustasid selles Kämtzi enda artiklid, mis olid koostatud Tartus tehtud vaatluste alusel. Neist tuleb nimetada kirjutisi baromeetrilistest tuuleroosidest, temperatuuridest erineva pilvituse korral, selge ja vihmase ilma tõenäosusest erinevate tuulesuundade puhul. Need olid esimesed tõsiteaduslikud uurimused Eesti kliima kohta. 1864. aastal nimetati Tartut Moskva, Kiievi ja Varssavi kõrval kohana, kust iga päev anti telegraafi teel ilmateateid Füüsika Peaobservatooriumile.

19. sajandi keskpaiku asuti meteoroloogiliste vaatlusandmete operatiivsele kasutamisele meresõidus. Inglismaal anti meteojaamadelt saadavate telegraafiliste teadete alusel tormiennustusi. Eestis lülitus Inglismaa eeskujul esimesena sellealasesse teenistusse Tallinna meteojaam, kust nagu Kroonlinnastki saadeti 1856. aasta suvel Hamburgi kaupmeestele 2 korda nädalas teateid ilmastiku kohta (Raik, 1962).

Venemaa Mereministeeriumi taotlus vaatlusjaamade võrgu rajamiseks ja Venemaa Rahvahariduse Ministeeriumi taotlus vaatlusjaamade võrgu laiendamiseks sisemaal sai ajendiks meteoroloogiajaama asutamisele Tartus. Nii asutati 1865. aasta detsembris Tartu ülikooli Meteoroloogiajaam. Seda aastat loetakse ühtlasi Tartu ülikooli Meteoroloogia Observatooriumi asutamisaastaks, kuigi observatooriumiks nimetati ta alles 1876. aastal.

Meteoroloogiajaama ja vaatlusvõrgu väljakujundamisel olid suured teened Kämtzi järglasel Arthur Joachim von Oettingenil. Kui Kämtz tegi vaatlusi iga tunni järel kella 7-st 23-ni, siis Oettingen seadis sisse süstemaatilised vaatlused, mis toimusid 8 korda päevas. Tema juhtimisel tõusis vaatluste kvaliteet. 2. detsembril 1865 alustas Oettingeni otsesel juhtimisel vaatlusi ülikooli meteoroloogiajaam. 1866. aastast alates hakati vaatlusandmeid avaldama aastaraamatuna.

Balti mere veetaseme mõõtmiste kohta on toodud andmeid Pavel Kozakeviči töös. Ta osutab Balti mere veetaseme pidevale alanemisele, mille kohta on tähelepanekuid tehtud juba 1747. aastal rootsi teadlase Olof Dalini poolt. Tallinnas hakati merevee taseme kõikumise kohta mõõtmisi tegema 1806. aastast alates. 1847. aastal ilmus Ernst Bolli

üksikasjalik kirjeldus Balti mere kohta (pindala, sügavus, vee juurdevool, veetaseme kõikumine, lainetus, soolsus, temperatuur, vee erikaal) (Boll, 1847).

Meie ala esmane hüdrograafiline kirjeldus on toodud Johann Christian Stuckenbergi kuueköitelise teose "Vene riigi hüdrograafia" esimeses köites, kuid see ei tugine täpsele kaardimaterjalile (Stuckenberg, 1844). Sellele järgnes mõned aastad hiljem Carl Albert Rathlefi ülevaade Balti kubermangude kõrgussuhetest ja hüdrograafiast, mis tugines juba Friedrich Georg Wilhelm Struve mõõdistamise andmetele.

Siia võib veel lisada Emajõe profiili mõõdistamise Magnus Georg Pauckeri poolt aastatel 1808-09, mis andis võrdlemisi täpse kujutuse Emajõe vooluteest lähtest suudmeni (Paucker, 1855). Emajõe jääoludest real aastatel andis ülevaate Heinrich Mädler (1854, 1855).

Kirjandus

- Baer, K. E., 1975. Eestlaste endeemilistest haigustest. Ladina keelest tõlkinud U. Torpats. Folia Baeriana, 1, 143–181.
- Balk, D. G., 1806. Gesetze für das medizinische Klinikum und für die Studierenden der Medizin, welche dasselbe besuchen. Dorpat, 29 S.
- Boll, E., 1847. Die Ostsee. Eine naturgeschichtliche Schilderung. Archiv des Vereins der Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg. Bd. 1, 31–120.
- Correspondenzblatt (Korrespondenzblatt) der Naturforscher Verein zu Riga, 1846–1930. I–LX.
- Dörptscher Kalender, 1828–1866.
- Hagemeister, A., 1859. Etwas über Livland's physische und klimatische Verhältnisse und über die Witterung des Jahres 1858. Mittheilungen der Kaiserlichen freien ökonomischen Gesellschaft zu St Petersburg. Jg. 38–48.
- Jordan, P., 1871. Meteorologische Beobachtungen in Esthland. Beiträge zur Geographie und Statistik des Gouvernements Esthland. Reval, Bd. 2, 118 S.
- Kämtz, L. F., 1856. Über die Organisation eines Systems regelmässig auszustellender meteorologischer Beobachtungen. Sitzungsberichte der Naturforscher-Gesellschaft zu Dorpat. Bd. 1, 148–155.
- Kämtz, L. F., 1931–36. Lehrbuch der Meteorologie. I–III. Halle.
- Kämtz, L. F., 1840. Vorlesungen über Meteorologie. Halle, 529 S.
- Löwis, A., 1815. Einige Beobachtungen zur näheren Bestimmung des Klima's von Livland. Dorpat, 78 S.
- Mädler, H., 1849. Aus dem meteorologische Tagebuche der Sternwarte Dorpat. Inland, Nr. I–X.
- Mädler, H., 1854. Die Eisbedeckung des Embach in Dorpat. Archiv für die Naturkunde Liv-, Ehst- und Kurlands. Ser. I, Bd. 1, 351–352.
- Mädler, H., 1855. Sitzungsberichte der Naturforscher-Gesellschaft zu Dorpat. Bd. 1, 71–72.
- Oekonomisches Repertorium für Livland. Riga, 1808–1811.
- Paucker, M. G., 1855. Vermessung des Embachs, seines Laufes und seiner Profile. Archiv für die Naturkunde Liv-, Ehst- und Kurlands. Ser. 1, Bd. 1, 367–426.
- Petri, J. Ch., 1809. Neuestes Gemälde von Lief- und Ehstland. Bd. 1–2, Leipzig, 546 S.
- Raik, A., 1961. Üksikutest ilmavaatlustest esimeste vaatlusjaamade võrgu organiseerimiseni. Eesti Loodus, 2, 95–97.
- Raik, A., 1962. Eesti meteoroloogiajaamade võrgu kujunemise ajaloost. Eesti Geograafia Seltsi aastaraamat 1960/61. Tallinn, 67–84.
- Raik, A., 1965. Tartu ülikool omaaegse meteoroloogiakeskusena. "Edasi", nr 231.
- Repertorium für Meteorologie, 1860–64. I–III.

- Schweder, G., 1888. Witterungsbeobachtungen in Riga in den Jahren 1762–64. Correspondenzblatt der Naturforscher-Verein zu Riga, Bd. XXXI, 58–61.
- Stuckenberg, J. Gh., 1844. Hydrographie des Russischen Reiches oder Geographische statistisch-technische Beschreibung seiner floss- und Schiffbaren Flüsse und Seen seiner Küsten, inneren Meere und Anführten. St. Petersburg, I Th.
- Tarand, A., 1992. Meteoroloogilised vaatlused Eestis enne 1850. aastat. Teaduse ajaloo lehekülgi Eestist, VIII, 30–50.
- Walther, J. S., 1816. Kurze Nachrichten von den Badenanstalten um und bey der Stadt Reval und Hapsal. Reval, 8 S.
- Weygand, J. G., 1717. Goldingische summarische Witterungs- und Naturgeschichte von Anno 1680–90. Breslauer Sammlungen von Natur-und Medicin. Breslau, Suppl, 29–34.

About the Initial Years of Meteorology in Estonia

Linda Kongo

Estonian Naturalist's Society

Summary

This paper gives a historical overview of meteorological observations in Estonia, starting from the first sporadic attempts up to the establishment of a systematic observation programme at the Meteorological Observatory of Tartu University (1866).

The first data about meteorological observations in the close neighbourhood of Estonia originate from Kuldiga, Latvia (1680). The first meteorological observers in Estonia, (starting from 1731), were physicians, looking for connections between weather and diseases, and army officers, as well as some manor owners. At the beginning of the 19th century this tradition was continued, and the reopening of Tartu University in 1802 had a certain positive influence on the quality of observations. The first rector of the university, G. F. Parrot, performed observations, published scientific papers on meteorology and suggested to establish an organisation for worldwide exchange of meteorological data. His work was continued by director of Tartu Observatory, J. H. Mädler and Professor of Physics, F. L. Kämtz, who encouraged and gave advice to the enthusiasts of meteorology in several locations over the country.

The Naturalists' Society of Riga was coordinating the observation network in Livonia, including Southern Estonia, since 1845. Nearly similar work was done by the Literature Society of Estonia in Northern Estonia since 1849. The establishing of a meteorological station at Tartu University in 1865, which was named the Meteorological Observatory in 1876, (its first director was Prof A. J. von Oettingen), opened a new era of systematic instrumental observations and continuous time series in Estonia.

Oettingeni anemograafist

Toomas Pung

Tartu Ülikooli Ajaloo Muuseum

1. Sissejuhatus

Tuule kiiruse ja suuna määramise vastu on kõige suuremat huvi tundnud meremehed. Inglise admiral Francis Beaufort (1774–1857) leiutas skaala tuule tugevuse mõõtmiseks, mida alates 1874. a meteoroloogias rahvusvaheliselt kasutati (Hrgian, 1959).

Esimene teadaolev säilinud seade tuule suuna mõõtmiseks oli 1. saj eKr ehitatud nn tuulte torn Ateenas (Waldo, 1893; Shaw, 1926).¹ Pärslased määrasid 7. saj tuule kiirust tuuleveski tiibade pöölemiskiiruse järgi. Idee hinnata tuule kiirust selle järgi, kuipalju tuule rõhk suudab tõsta või tasakaaluasendist välja viia mingit kindlat raskust või metallplaati, pärines juba kreeklastelt. Esimese mehhaanilise anemomeetri leiutas itaalia arhitekt Leon Battista Alberti 1450. a. Samal põhimõttel konstrueeris Robert Hooke 1667. a nn pendelanemomeetri. Selle seadme edasiarenduseks oli tuulelipp koos tuule tugevuse mõõtmisplaadiga, mille konstrueeris akadeemik Heinrich Wild Šveitsis 1861. a (Hrgian, 1959; Ohljabinin, 1915). Tänapäeva anemomeetria andis suure panuse iiri füüsik ja astronoom Thomas Romney Robinson (1792–1882), kes leiutas 1846. a kaussanemomeetri.² Seda tüüpi seadmetes mõõdeti tiiviku pöörete arvu ajaühikus, mis oli võrdeline tuule kiirusega. Tiiviku pöörete arvu loeti esialgu mehaanilise loenduri abil. Isekirjutava loenduri lisas Robinsoni anemomeetrile inglise mehhaanik Follet Osler ja 1858. a täiustas seda Inglismaal Kew observatooriumis Robert Beckley (Hrgian, 1959).

Tabel 1. Anemomeetri leiutamine.

Table 1. Invention of the anemograph.

(Bentley, 1905; Hrgian, 1959; Messadié, 1995; Sheppard, 1941; Waldo, 1893)

Datum	Leiutaja	Leiutus
ca 700		Pärsia tuuleveski
1450	Leone Alberti	Tuule anemomeeter (põhimõte)
1578	Egnatio Danti	Anemoskoop
1667	Robert Hooke	Pendelanemomeeter
1775	James Lind	Rõhuanemomeeter
1838	Frances Beaufort	Tuulte tugevuse skaala
1846	Thomas R. Robinson	Kaussanemomeeter
1858	Robert Beckley	Anemograaf
1861	Heinrich Wild	Tuulelipp
1891	William Henry Dines	Differentsiaalmanomeeter

¹ http://en.wikipedia.org/wiki/Tower_of_the_Winds

² <http://star.arm.ac.uk/history/instruments/Robinson-cup-anemometer.html>

2. Ülevaade Tartus tuule mõõtmiseks kasutusel olnud instrumentidest

Aegade jooksul on Tartus meteoroloogia observatooriumis tuule mõõtmiseks kasutusel olnud erinevad mõõtevahendid. Esimene ülevaade tuule mõõtmisest on esitatud K. Kochi poolt (Koch, 1919). Vastavalt kasutatud instrumentidele võib kogu vaadeldava ajajärgu jagada järgmisteks perioodideks:

A. 1865–1870: Anemodünamomeeter (valmistaja: J. C. Brücker, Tartu).

„Tuulevaatlused toimusid esialgu kella 7, 14, 23 ajal tuulerõhumise aparaadi abil, mis prof A. von Oettingeni juhatusel järelle mehhaanik Brückeri valmistatud oli ja mille ülemine ots tuulelipuga oli 3,5 m üle esimese vaatluskoha katuse (Vallikraavi nr. 12). 24. mail 1866 pandi aparaat ülesse teises ajutises vaatluskohas (Tiigi nr. 10) ja 15. novembril samal aastal vanas observatooriumis (Tiigi nr. 1) samale kõrgusele katusest. Alates 2. detsembrist 1866 teostati vaatlusi kell 7, 10, 13, 16, 19, 22” (Koch, 1919).

Oettingen kirjutas 1867. a observatooriumi aastaraamatus:

„Tuule mõõtmiseks ei ole mul kahjuks veel ühtegi registreerimisaparaati, nii et siiani saab seda vaid hinnanguliselt määrata“ (MB 1867, 77).

Aastaraamatus oli ära toodud Brückeri aparaadi lühikirjeldus:

„Raudtoru ulatub vaatlusruumi keskele paigutatud puuklotsist kuni 3,5 m kõrgusele üle maja katuseharja. Toru alumine terasest koonusots toetub teraslaagrile, teine toetuspunkt asub vahetult katuse kohal. Kolm raudklambrit hoiavad messinghülssi, mille sees raudtoru vabalt pöörleb. Toruga jäigalt ühendatud tuulelipp koosneb kahest teineteise suhtes kaldu olevast messingplaadist (30 x 18 cm). Tuule suuna lugemine võtmine toimub vaatlusruumis, kus tuulelipuga jäigalt ühendatud osuti pöörleb puuklotsi külge kinnitatud ilmakaarte skaala kohal. Tuulelipu küljes ripub plaat tuule tugevuse mõõtmiseks, mille pind on alati risti tuule suunaga. Plaat on üle rullikute libiseva soolest nõõri kaudu ühendatud all ruumis asuva pika osutiga, mis pöörduv ümber messingist nelinurkse plaadi keskele kinnitatud telje. 800 g vastab maksimaalsele välisele jõule, mida see aparaat mõõdab“ (MB 1867, 77–79).

B. 1870–1873: Robinsoni anemomeetrid (valmistaja: Nowikov, Peterburg).

Olukord observatooriumis paranes, kui Robert Lenzi kaudu saadi Peterburist kaks Robinsoni anemomeetrit. Esimene, Peterburis kalibreeritud ja differentiaallugemis-seadmega varustatud instrument, võeti kasutusele anemomeetrite kontrollseadmena. Teine anemomeeter oli esimesega analoogiline, vaid lugemisseadet asendas hammasratas, mis tiiviku iga 100 pöörde järel sulges voolukontakti, mis oli ühendatud observatooriumis oleva lugemisseadmega (MB 1870, 86–87). Oettingen kirjeldas raskusi seoses selle aparatuuriga:

„Terastelg oli alusplaadi sisse sügava jälje sisse hõõrunud, mis suurendas hõõrdumist ja muutis seadme mõõtmistulemusi. Sellest saadi üle telje puhastamise ja õlitamise abil. Külmade ilmade saabumisel tekkisid uued raskused. Aparaadi sisemusse kogunes niiskus, mille külmudes telg jäi seisma. Niiskuse kaitseks katsetati erinevaid katteid (algul metallsilinder, hiljem messingkaan koos kinnise nahast kattega), kuid tõrkeid esines sula ja pakaseilmade ülemineku ajal. Samuti täiustati korduvalt alusplaati (valmistati karastatud terasest)“ (MB 1870, 89).

Järgmisel aastal kasutati tuule mõõtmiseks endiselt Robinsoni kauss-anemomeetrit, kuna Oettingeni registreeriva anemograafi ehitust ei suudetud lõpule viia (MB 1871,

87-88).

C. 1873–1877: Robinsoni anemomeeter koos elektrilise registraatoriga (valmistaja: P. Schultze, Tartu).

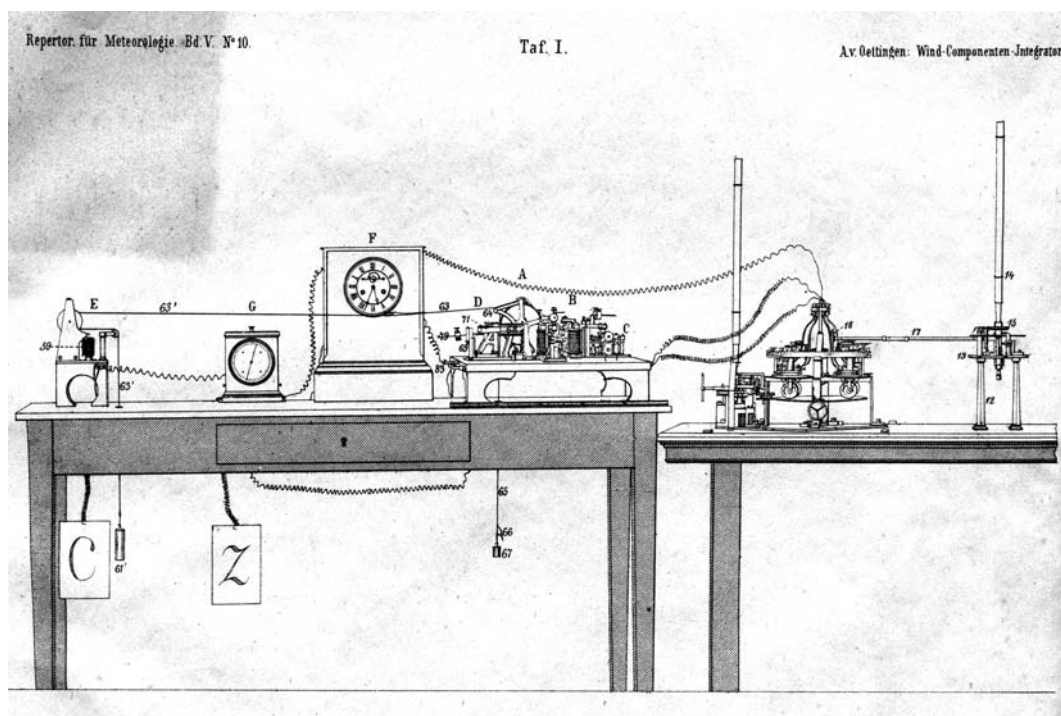
Direktor Weihrauch mainis lühidalt ilma seadet täpsemalt kirjeldamata:

„Kuni 26. aprillini 1873 mõõdeti tuule tugevust nii nagu varasematel aastatel. Sellest päevast alates kasutati uut Robinsoni suurte kopakestega anemomeetrit endise väikese seadme asemel, kuid vana kasutati edaspidi paralleelsete kontrollmõõtmiste tegemiseks“ (MB 1872-73, 213-214).

D. 1877–1926: Oettingeni osatuulte integraatorid nr 4 ja nr 1 (valmistaja: P. Schultze, Tartu).

Arthur von Oettingen³ konstrueeris ja ülikooli mehhaanik Paul Schultze⁴ ehitas tema näpunäidete järgi anemograafi. Oettingeni anemograaf lahutas tuule kiiruse neljaks komponendiks (N, E, S, W), samal ajal registreeris aparaat nii nende komponentide käiku kui ka summaarset tuule kiirust.

E. 1926. aastast alates: Oettingeni süsteemi anemograaf nr 5 ja Kuznetsov-Masingu anemograaf (valmistaja: Hugo Masing, Tartu).



Joonis 1. Oettingeni anemograaf.

Figure 1. Oettingen's anemograph.

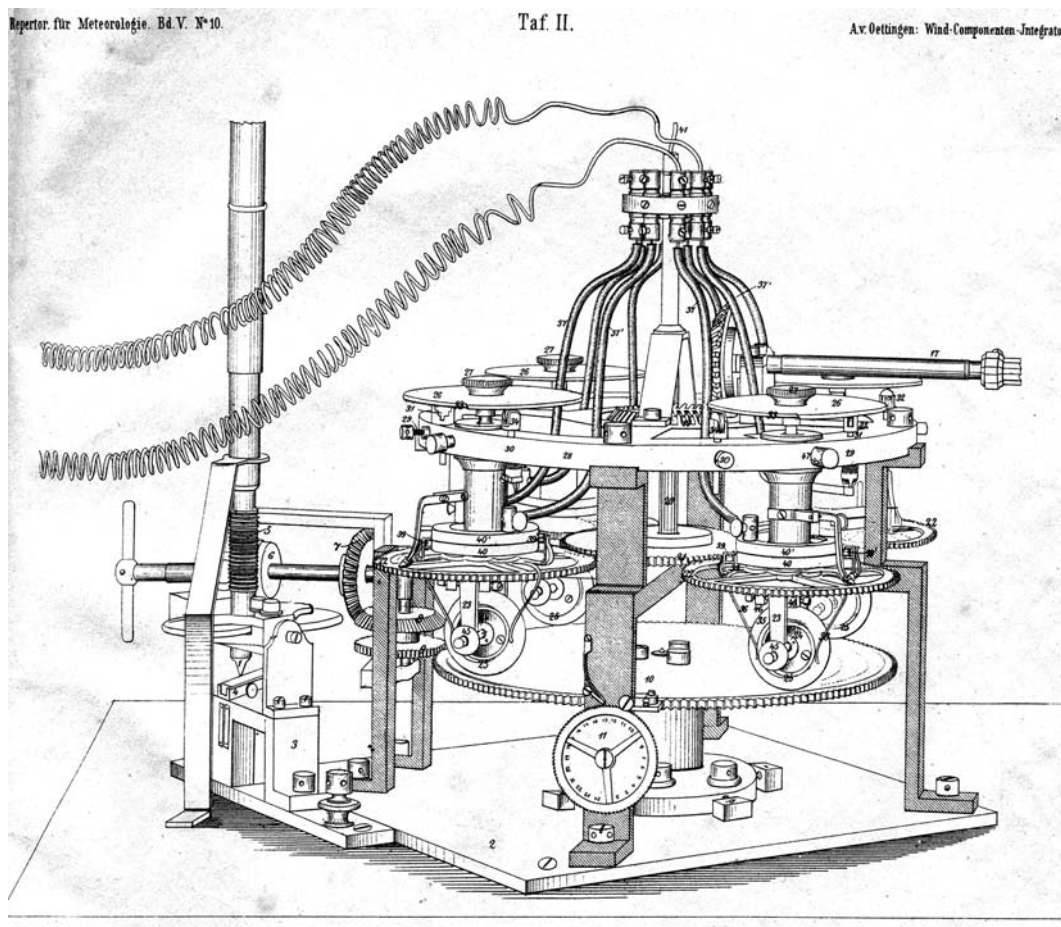
³ Arthur Joachim von Oettingen (1836–1920), füüsik, meteoroloog ja muusikateoreetik. Elulugu: Pung, T., 2004. Tartu ülikooli füüsikaprofessor A. J. v. Oettingen. Teaduse ajaloo lehekülgi Eestist, XIII, Tartu, 54–88.

⁴ Paul Schultze, Tartu ülikooli optik ja mehhaanik aastatel 1872–1902. Omas isiklikku töökoda, valmistas teadusaparatuuri. TÜ KHO. 55-7-45: Schultze kirjad Oettingenile.

3. Anemograafi kirjeldus

Oettingeni anemograafi tööpõhimõte, kirjeldus ja esimesed mõõtetulemused esitati ajakirjas „Repertorium für Meteorologie“ 1877. a:

”Mehhanism, mille abil igal hetkel puhuv tuul komponentideks jaotatakse, iga komponendi suunas integreeritakse ja siis registreeritakse, koosneb kahest eraldi osast, peaaparaadist (joonis 2) ja registreerivast aparaadist (joonis 3), mis on eespool väiksemas mõõdus ära toodud (joonis 1). Observatooriumi katuse kohal asuvad tuulelipp ja kopakestega tiivikrist kinnituvad väljastpoolt tuule kaitseks jämedate raudtorudega ümbritsetud tsinkplekist torudele, mis pöörlevad all ja ülal paiknevate hõõderullide sees. Torud ulatuvad alla observatooriumi, kus nende alumised otsad terasplaadile toetuvad“ (Oettingen, 1877).



Joonis 2. Oettingeni anemograafi peaaparaat.

Figure 2. Main apparatus of Oettingen's anemograph.

Väljavõte peaaparaadi kirjeldusest (joonis 2):

„Vasakpoolne – kopakestaga tiivikristi toru – lõpeb teravikuga (1); parempoolne – tuulelipu telg – lõpeb tasapinnaga, mis toetub hõõrderullile. Plaat (2) paikneb laual, selle plaadi kõrval on kronstein (3). Viimase horisontaalpinnale kinnitub terasplaat (4), mida saab kergesti horisontaalsuunas liigutada, kui teljele (1) on vaja uut toetuspunkti. Teraviku kohal asub terasest tiguhammasratas (5), millele toetub väike hammasratas (6). Tiiviku telje pöörded antakse hambuvate hammasrattaste (7, 8 ja 9) kaudu edasi suurele ”tuuleplaadile” (10), mille pöörded on võrdelised tiiviku pööretega, s.o ühele tuuleplaadi täispöördele vastab 250 tiiviku täispööret. Differentsiaal-loendaja summeerib kõik tuuleplaadi täispöörded, andes seega lihtsa kiiruse keskväärtuse sõltumata kõigist tuule suundadest. Selle loendaja andmeid kasutatakse ainult registreeriva aparaadi kontrolliks. Laual paremal pool (joonis 1) asetseb neljal sambale (12) monteeritud pealisplaat koos väikese horisontaalteljel pöörleva rulliga, millele toetub lameda otsaga tuulelipu telg. Telje alumisele terasotsale kinnitub hammasratas (15), mis hambub samasuguse hammasrattaga (16). Telje (14) pööramine liigutab telge (17) koos hammasrattaga (18), mis hambub tuuleplaadi keskteljele kinnitatud hammasrattaga (19), nii et tuulelipu liikumised kantakse täielikult sellele teljele üle. Järgalt kinnitatud freesitud hammastega ketasplaadi (21) kaudu antakse tuulelipu liikumine edasi neljale vertikaaltelje ümber pöörlevale liugkettasüsteemile N, E, S, W hammasrattaste (22) kaudu. Nii kujutab iga pöördkettasüsteem iseseisvat tuulelippu, kui vaadelda ainult vertikaalse telje liikumist (Oettingen, 1877).

Oettingen kirjeldas anemograafiga töötamisel saadud praktilisi kogemusi:

”Juba pool aastat [alates märtsist 1876] töotan ma aparaadiga, kus pealt kullatud tuuleplaat pöörleb nelja liugrulli all, ringikujulised rajad on näha, kuid ilma erilise süvendita. Aparaat on messingist, kõik hammasrattad on pealt kullatud. Konstruktsioon ja väljatöötlus on teostatud ülikooli mehaaniku hr P. Schultze poolt, tänu tema osavusele õnnestus kirjeldatud peaaparaat kohe esimesel katsel” (Oettingen, 1877).

Artiklis kirjeldati põhjalikult registreerimisaparaati (joonis 3), samuti peaaparaadi justeerimist ja tuulelipu paigaldamist.

Kokku valmistati 4 anemograafi, 2 neist jäid Tartu meteoroloogia observatooriumi (Sreznevski, 1915). Kolmas anemograaf saadeti Londonisse näitusele ja osteti hiljem ära Londoni teadusmuuseumi poolt. Neljandat aparaati katsetati Venemaal Pavlovski observatooriumis. Kõikide anemograafide täpset valmimisaega on raske kindlaks määrata, kuid see toimus ajavahemikus 1873–1877.

1) Tartu anemograafid (1873–1877)

Schultze ehitas esimese anemograafi 1873. a. Seda kinnitab märkus füüsika kabineti aastaaruandes (EAA. 402-4-1009. L 26) ja sissekanne füüsika kabineti nõorraamatus 1873. a vaatlusaparaatide rubriigis (ÜAM 483:3; 483:4):

“999: Väike laud (komponentide anemomeetritele), hind 18 rubla;

1000: Oettingeni komponentide anemomeeter (Schultzelt), hind 500 rubla.”

Oettingen kirjeldas põgusalt anemograafi valmistamise eellugu:

„1872. a meteoroloogia kongressi ajal Leipzигis ei olnud aparaat veel valmis. Järgmisel aastal Viini kongressil ei saanud ma osaleda, kuid veel mitte täiesti valmis aparaati saanuks seal juba näidata. Sellest ajast saadik on toimunud mitmed

ümberehitused, kuni lõpuks õnnestus mul kõikidele nõudmistele vastata ja seatud eesmärk täielikult saavutada“ (Oettingen, 1877).

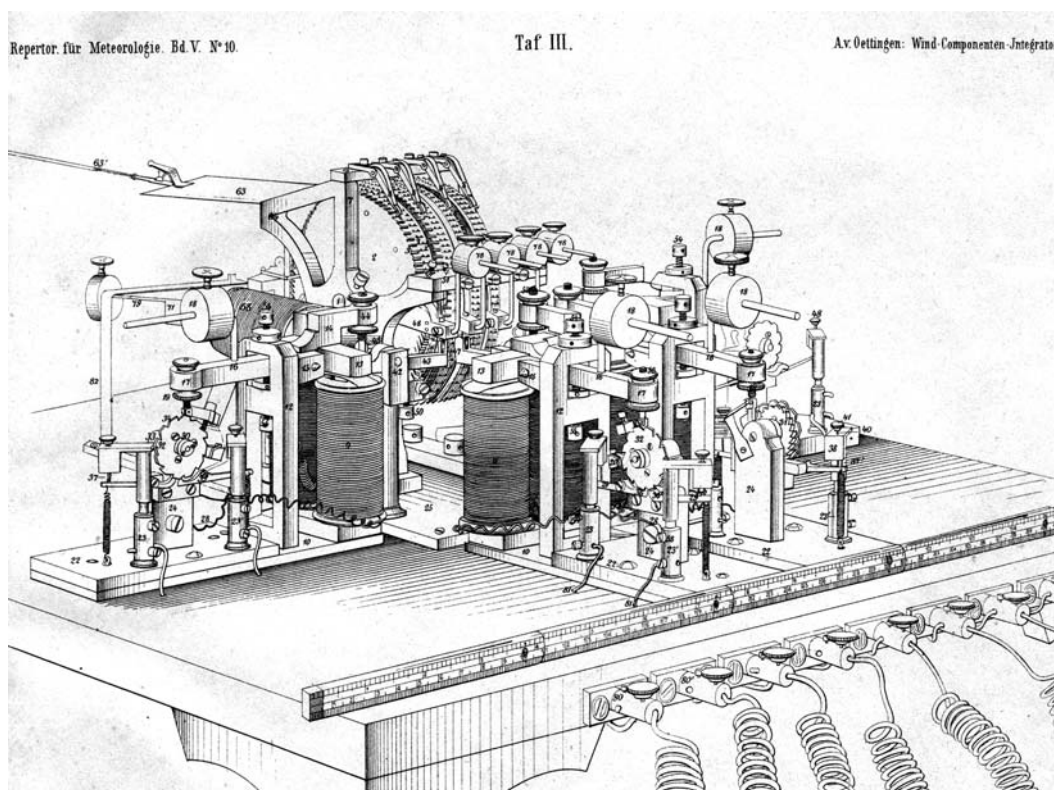
Artikli lõpus toodud lisa (1877. a jaanuari seisuga) leidis märkus:

”Kuna kolm aparaati on juba valmis ehitatud, siis viisin sisse muudatused ja sain rahuldava tulemuse” (Oettingen, 1877).

Schultze mainis oma anemograafi kirjelduses:

”Kui jälgida, et varda teravik pidevalt õliga kaetud oleks, siis peab alus isegi väga suurele survele üle ühe aasta vastu, mida kaks siinses observatooriumis tegutsevat suurt v. Oettingeni komponentide integraatorit alusele avaldavad” (Schultze, 1878).

Nendest faktidest järeldub, et observatooriumis oli 1877. a kaks anemograafi.



Joonis 3. Oettingeni anemograafi registraator.

Figure 3. Electrical registrator of Oettingen's anemograph.

2) Londoni anemograaf (1876)

Oettingen teatas R. Scott'ile Londonisse saadetud kirjas (22. veebruar 1876), et ta on valmis Londonisse näitusele saatma anemograafi, mis on just äsja valmis saanud.

„Sooviksin väga oma äsja valminud komponentide anemograafi kohale saata. Olen kõik parameetrid ära määranud ja võin aparaadi otsekohe teele saata.” (TÜ KHO. 55-7-36. L 1)

3) Pavlovski anemograaf (1876)

Peterburi Peafüüsika Observatooriumi direktor Heinrich Wild teatas oma kirjas Oettingenile (12/26. sept 1876), et aparaati ei ole veel õnnestunud justeerida:

„Aparaadi täielikku justeerimist pole veel toimunud, pidin ise mitmeid kontakte painutama, kuna nad platinast tihvtide vastu ei puutunud. Kirjeldaval joonisel ei ole elektriskeem täielikult nähtav” (TÜ KHO. 55-7-27. L 2).

4. Londoni näitus ja Kew observatoorium

1876. a külastasid Kew observatooriumi⁵ professor Arthur von Oettingen ja parun Ferdinand von Wrangell⁶, kes võtsid osa Inglismaal korraldatud teadusinstrumentide näitusest (*The Loan Exhibition of Scientific Apparatus*), kus eksponeeriti ka Tartu ülikooli mehhaaniku Paul Schultze valmistanud Oettingeni anemograafi (Whipple, 1876).

Huvitav on ka eellugu, kuidas sattus Oettingeni anemograaf Londonisse näitusele.

Inglise ajakirjas „Nature“ (2.03.1876) avaldati lühiteade, et Vene Teaduste Akadeemia on moodustanud näitust ettevalmistava komitee prof Struve juhtimisel ja kavatseb saata näitusele huvitava kollektsiooni (Nature, XIII, 349).

Oettingen kirjutas oma avalduses Tartu ülikooli rektorile (24.02.1876), et akadeemik Otto von Struve on teinud talle ettepaneku saata anemograaf Londonisse näitusele, ja palus end komandeerida neljaks nädalaks Inglismaale näitusele ning toetada 500 rbl suuruse summaga (EAA. 4-3-2017. L 144). Peale pikka kirjavahetust sai ta komanderingu kaheks kuuks ja 1000 rubla toetust (EAA. 4-3-2017. L 275). Oettingen teatas (26.04.1876), et läheb kaheks kuuks välismaale komanderingusse ja puhkusele ning lisas oma aadressi: „*South Kensington Museum, London, S.W.*“ (EAA. 4-3-2017. L 154).

Ajakiri „Nature“ avaldas pidevalt teateid näituse kohta:

11. mai numbris kirjutati, et näitusel on ligikaudu tuhat osavõtjat, kes eksponeerivad kokku 15 000 eset (Nature, XIV, 21–24). 18. mai numbris kirjeldatakse näituse avamist – selle avas inglise kuninganna – ja lühiteates mainitakse, et saabunud külaliste hulgas on ka parun Ferdinand von Wrangell ja prof Arthur von Oettingen (Nature, XIV, 54). Näitus oli väga populaarne: 1. juuliks oli ajakirja andmetel näitust külastanud üle 10 000 inimese (Nature, XIV, 120). Näitusel toimus ka rida teaduslikke konverentse ja septsioonide istungeid, kus eksponaatide autorid tutvustasid oma töid. Teisipäeval 30. mail 1876 toimus füüsilise geograafia, geoloogia, mineraloogia ja meteoroloogia septsiooni esimene istung. Esimesena esines inglise Kuningliku Meteoroloogia Seltsi president Robert Scott⁷, kes andis ülevaate näitusel eksponeeritud meteoroloogia instrumentidest. Päeva lõpul esines Oettingen, kes kirjeldas oma anemograafi (Nature, XIV, 92). Peale istungi lõppu oli huvilistel võimalik kohapeal tutvuda töötava seadmega. Kuna prof Oettingeni inglise keele oskus ei olnud eriti hea, siis jagas tema asemel seletusi kapten parun F. von Wrangell (South Kensington Museum, 1877).

⁵ Kew observatoorium asus Inglismaal, Surrey krahvkonnas, Richmondi väikelinnas. Ehitati a-il 1768-69 astronoomia observatooriumina, hiljem sai sellest meteoroloogia observatoorium.

⁶ Ferdinand Georg Friedrich von Wrangell (1844–1919), mereväehvitser, pedagoog, kirjanik.

⁷ Robert Henry Scott (1833–1916), inglise meteoroloog. Oli kirjavahetuses A. von Oettingeni'ga. Vaata: Pung, T., 1997. The contacts of Arthur v. Oettingen, professor of physics at Tartu university, with english scientific institutions. Museum of Tartu University History. Annual 1996. Tartu, 35-36; TÜ KHO. 55-7-36: Oettingeni kiri R. Scott'ile 22.02.1876.

Külaskäik Kew observatooriumi ei piirdunud Oettingeni jaoks ainult kohtumisega kolleegidega, sest aasta hiljem võeti tema anemograaf observatooriumis kasutusele (Report of the Meteorological Council to the Royal Society, 1978).

1877. a Kew observatooriumi komitee aruande erivaatluste rubriigis märgiti (Whipple, 1877):

„Äsjasel teadusaparatuuri näitusel eksponeeritud Dorpati prof von Oettingeni tuulekomponentide integraator, mis oli saadetud meteoroloogia seltsile, on nende kulul observatooriumi „päikese saali“ üles pandud. Aparaat on ajutiselt ühendatud olemasoleva anemograafiga ja tema hammasratast on nii täiustatud, et ta võimaldab paberile üles kirjutada üle observatooriumi torni puhuva tuule poolt läbitud miilide arvu neljast ilmakaarest iga poole tunni jooksul.“

1878. a aruandes kirjutati (Whipple, 1878):

„Kuna leiti, et Oettingeni aparaat segab kohaliku anemograafi tööd, siis monteeriti üles prof Oettingeni poolt kohale saadetud tema enda aparaadi vastavad detailid (tuulelipp ja tiivikud). Aparaat töötas kogu aja rahuldavalt, v.a väike vaheaeg, mis kulus remondiks (kui üks tiiviku kaussidest tugeva tuulega ära lendas).“

1879. a aruandes teatati, et peetakse ebaotstarbekaks töö jätkamist (Whipple, 1880a):

„Et nimetatud aparaadil oli kuni 190 elektrilist kontakti ja seadekruvi, siis põhjustas kohalik niiske õhk pidevalt lühiehendusi ja tugev tuul raputas lahti seadekruvisid. Kuna anemograafi töökorras hoidmiseks kulus palju rohkem aega kui see tundus olevat otstarbekas, siis otsustati aparaat maha monteerida ja tagasi muuseumisse saata.“

1880. a aruandes mainiti, et anemograaf on jälle deponeeritud South Kensingtoni muuseumis Londonis teadusaparatuuri kollektsioonis (Whipple, 1880b).

Selle instrumendi edasine saatus on siiani selgusetu. Kirjavahetusest Londoni teadusmuuseumiga selgus, et nende kollektsiooni kuulus 1876. a-st alates Schultze/von Oettingeni anemograaf, inventuuri numbriga 1876-838. Aparaat mainiti aastatel 1900 ja 1922 trügis avaldatud muuseumi meteoroloogia kollektsiooni kataloogides. Muuseumi kirjavahetuse toimikus leidis Liverpooli muuseumi direktori poolt alla kirjutatud dokument, mis käsitles anemograafi ja laevamudelite üleandmist 22. detsembril 1950. Järelepärimine Liverpooli muuseumist andis vastuseks, et nad on küll kätte saanud laevamudelid, kuid Oettingeni anemograafi ei ole muuseumi füüsika osakonna kollektsioonide hulgas ega Liverpooli meremuuseumis⁸.

5. Pavlovski anemograaf

Peterburi Peafüüsika Observatooriumi direktor Heinrich Wild põhjendas, miks oli vaja Oettingeni anemograafi üles seada:

„Kuna meie mõõtmistele oli soovitatav juurde lisada omal maal leiutatud ja konstrueeritud prof Arthur von Oettingeni komponentide anemograafi, mis võimaldas tuult täpsemalt registreerida, siis telliti üks aparaat mehhaanik Schultzelt Dorpatist ja seati aastal 1877 torni ülesse“ (Wild, 1895).

Samas lisas ta seletuse, miks seda laialdaselt kasutusele ei võetud:

⁸ Isiklik kirjavahetus Londoni ja Liverpooli muuseumiga

”Selle anemograafi elektrisüsteemi keerukuse tõttu õnnestus alles 1878. a suvel rahuldavaid tulemusi saavutada. ... Erinevate instrumentide mõõtetulemuste võrdlustest selgus ootamatult suur kokkulangevus, nii et palju keerulisema ja seetõttu raskesti hooldatava komponentide anemograafi kasutuselevõtt tavaliste seda tüüpi instrumentide asemel ei oleks mõistlik” (Wild, 1895).

Observatooriumi 1878. a kroonikas kirjeldas ta anemograafi ülesseadmist ja esimesi mõõtmistulemusi:

”Selle aparaadi valmistas mehaanik Schultze Dorpatis A. v. Oettingeni näpunäidete järgi. Anemograaf on üles seatud Pavlovski observatooriumi torni, tuulelipp on torni platvormist 4,4 m kõrgemal, aga Robinsoni süsteemi kaussidega tiivikrist on 4,9 m kõrgusel platvormist ehk 28,3 m maapinnast. Pöörlemisteljed koosnevad üle 10 meetri pikkustest vasktorudest, mis toetuvad terasotstega torni ülemisel rõdul asuva tuule komponentide integraatori terasest alusplaadile. Seadme kirjutav osa asub vaateleja-korrapidaja toas ja on ühendatud tornis asetseva peaaparaadiga 9 isoleeritud kaabli kaudu. Seadme pöörlevate osade hõõrdumiskoefitsient osutus üsna väikeseks, kuid heade ja usaldusväärsete tulemuste saamine oli seotud suurte raskustega. Uue hoone kiviseinte niiskus rikkus korduvalt juhtmete isolatsiooni, nii et kaks korda tuli kaabli mõned osad uuesti monteerida või teistega asendada. Trükiseadmega ümberkäimiseks oli vaja praktilisi oskusi, enne kui õnnestus saada loetavaid numbreid. Sel aastal kasutati Schultze anemograafi üleskirjutisi ainult Munro anemograafi üleskirjutuste tühikute täitmiseks, kui see seade oli kinni kiilunud või puhastuseks lahti võetud” (Wild, 1879).

Pavlovski observatooriumis kasutati erinevate tuulemõõtmise instrumentide võrdluseks veel teistki Schultze poolt valmistatud ja leiutatud seadet – normaal-anemomeetrit, mille kirjeldus oli antud ajakirjas „Carl’s Repertorium für phys. Technik“ (Schultze, 1878).

Wildi ja Oettingeni kontaktid ei piirdunud ainult kirjavahetusega (Wild, 1892). Oettingen külastas aprillis 1891 Pavlovski ja Peterburi observatooriume, kus ta tutvus Richardi anemograafiga. Kui uus registraator 1892. a valmis sai, rakendas ta sama registreerimisviisi ka oma aparaadi juures (MB 1891, 57). Wild omakorda täiustas Pavlovski observatooriumis kasutatavat kohaliku meistri Freibergi anemograafi registreerimisseadet prof Oettingenilt saadud ideest lähtudes (Wild, 1894).

Oettingeni anemograaf oli Pavlovski observatooriumis kasutusel kuni aastani 1903, neist viimastel aastatel (1899–1903) ainult anemomeetrina (Rõkatšov, 1905).

6. Tartu observatooriumi anemograafid

Peale Weihrauchi surma (1891) võttis Oettingen uuesti observatooriumi juhatamise üle. Enne seda ei olnud viimasel viiel aastal vaatlusinstrumentide osas mingeid erilisi muutusi toimunud (MB 1890, VII). 1891. a algul kontrolliti põhjalikult komponentide integraatorit nr 4. Selleks seati võrdluseks üles Nowikovi normaalinstrument, mille parameetrid olid määratud Peterburis Dohrandi poolt. Oettingen pidas integraatori puuduseks, et sai registreerida ainult tuule hetkelist väärtust. Komponentide registreerimiseks kasutatav trükimeetod ei võimaldanud pidevat üleskirjutust. Oettingen külastas aprillis Peterburi peaobservatooriumi, kus tutvus Richardi anemograafiga. Ta otsustas sama registreerimisviisi oma aparaadi juures rakendada ja uue registraatori ehitada.

Ümberehituseks maha monteeritud aparaati nr 4 asendas aasta lõpus eelmisega täiesti identne aparaat nr 1. Oettingen märkis, et observatooriumi senine asukoht oli ebasobiv (MB 1891, 55–58).

Aparaadi nr 4 ümberehitus oli edukas: alates 12. aprillist 1892 kasvas mõõtmiste täpsus tunduvalt, sest kirjutati üles kolmetunnilised tuuleintegraalid. See võimaldas registreerida tuule suuna ja tugevuse väiksemaid muutusi kui senini (MB 1892, 119).

1892. a suvel seati sisse uus observatoorium prof Alexander Oettingeni majas, Tiigi tänav 11, ülemisel korrusel ja tornis. Aastaraamatus on antud uue observatooriumi asukoha ja ruumide täpne kirjeldus. Maja asus nn vallikraavi ääres ja viimane korrus oli kõrgem ümbritsevatest hoonetest. Samuti jäid kõikide puude ladvad tuulelippudest madalamale. Hoone torn oli täielikult anemomeetrite päralt ja elektriga valgustatud. Torni alumisel korrusel paiknesid kaks anemomeetrit; trepist pääses üles teisele korrusele, kus paiknesid vastavad komponentide integraatorid ja torni lahtisel katusel asetsesid paaris tuulelippude ja anemomeetri tiivikute toestik ja kandetalad (MB 1892, 123–124). Üleval tornitoas paiknesid kaks peaparaati: punaste kopakestega tuulekomponentide integraator nr 4 ja roheliste kopakestega aparaat nr 1. Mõlemad registraatorid olid asendatud uutega. Aparaatide parameetreid (reduktorite ülekannet) oli sobivate hammasrataste lisamisega viis korda vähendatud. Viis kirjutustihvti toetusid vastu (trumlile kinnitatud) paberit, mis Richardi kellamehhanismi abil üles keerati ja 24 tunni jooksul täispöörde tegi. Iga tihvt tegi vertikaalse kriipsu, kui 1000 m antud suunas tuule poolt läbitud oli. Aparaat oli konstrueeritud nii, et kirjutustihvt tõusis paberil viie astme võrra ja seejärel langes viie astme võrra, selleks et tulemuste kokkulugemist lihtsustada. Aparaadis kasutati väikese voolutarbega elektromagneteid, nii et seadme töötamiseks piisas kolmest Lechlanche elemendist. Observatooriumil oli peale selle kolm väikest anemomeetrit: üks Schultze ja kaks Nowikovi valmistatud (MB 1892, 129–130). Aastaraamatu lõpus oli näitena ära toodud koopia tuulekomponentide üleskirjutusest uue registreerimisaparaadiga.

Observatooriumis olevate tubade paigutus on ära toodud observatooriumi juhataja Kochi koostatud kirjas (25.04.1920) ülikooli valitsusele esitatud joonisel (EAA. 2100-6-287. L 47): *”Tuba I ja II – vaatlusruumid (anemograafi laud), pindala 2 ruutsülda”*.

H. Liidemaa kirjeldab samuti tubade jaotust:

”Tartu ülikooli metobs asus Eesti vabariigi algaastail majas Tiigi 15, kuhu ta viidi üle 1892. a. Selles majas toimetati meteoroloogilisi vaatlusi. Anemograafid asetsesid observatooriumi tornis. Selle ülemisel platvormil seisis anemograafide lipud (ruum 1b), teisel korrusel (ruum 1a) anemomeetrite osad, kus toimus tuulte lahutamine komponentideks, torni esimesel korrusel iseregistreerijad” (TÜ KHO. 130-18 L 11-12).

Oettingen vabastati ülikooli teenistusest 25. juunil 1893 (EAA. 402-3-2018. L. 29). Peale seda lahkus Oettingen Tartust ja asus elama Leipzigsisse, kus ta sai sealses ülikoolis loengutest vaba korralise professori õigused (Leipzigi ülikooli arhiiv: UAL, PA 784, Bl. 1,2, 11, 15).

Oettingen kirjutas mälestustes (1908), et asudes 1865. a tööle Tartu ülikooli, püstitas ta endale kolm ülesannet: meteoroloogia eraldamine füüsikast, mõõteaparatuuri hankimine; praktikumi ja kollokviumide korraldamine. Ta jäi oma tegevusega meteoroloogia alal üldjoontes rahule, erilise saavutusena nimetas ta anemograafi ja rõhutas, et aparaat valmis suurepärase mehhaaniku Paul Schultze abiga. Tagantjärele lisas ta anemograafi kohta: *„Sooviksin teha ainult ühe väikese täienduse: tuulemõõtja tiivikrist*

peaks olema valmistatud kergest materjalist, et inertsmoment oleks võimalikult väike“ (Oettingen, 1909).

Edasist anemograafide käekäiku Tartus (1893–1937) saab jälgida Metobs-i aastaraamatutes avaldatud märkuste järgi. Märkused puudutavad põhiliselt seadmete remonti, rikete kõrvaldamist ja kontrollmõõtmiste teostamist.

Mõned väljavõtted: 1894. a teostati aparaadi nr 4 põhjalikud kontrollmõõtmised, mille viis läbi kand. Amelung. Võrdluseks kasutati observatooriumis kalibreeritud kontrollmõõteriistu: vana Nowikovi anemomeetrit (a-st 1870) ja väikest Fuessi taskuanemomeetrit (MB 1894, 280–283). 1895. a selgus, et integraatori kirjutusmehhanism vajab uuendamist. Uue kommutaatori konstrueeris mehhaanik Schultze. Seade töötas perfektselt, kuid kahjuks ei jätkunud raha, et veel nelja uut seadet üksikute komponentide registreerimiseks valmis ehitada (MB 1895, 349–350). 1908. a võeti galvaaniliste elementide asemel kasutusele akumulaatorid (MB 1908, 64–65).



Joonis 4. Tartu ülikooli Metobs-i vaatlustorn Tiigi tänaval (foto TÜ ajaloomuuseumi kogust).

Figure 4. Meteorological observatory tower in Tiigi street (Photo: Museum of History of Tartu University).

Tabel 2. Tuule mõõtmine Tartu meteoroloogia observatooriumis (MO aastaraamatute järgi).

Table 2. Wind measurements at Tartu Meteorological Observatory.

Aastakäik	Mõõteriista tüüp, number	Märkused mõõteriistade kohta	Ilumisaasta, lk-d
1867–1870	Tuulerõhumise aparaat (anemodünamomeeter)	Valmistatud mehhaanik Brückeri poolt; kõrgus $H = 3,5$ m	1868, 77–79 1869, 67 1870, 75
1870	Robinsoni anemomeeter diferentsiaal-loenduriga	Saadud prof Lenzi kaudu St. Peterburist; oli reservis (tähistus – N.A.)	1871, 86–89
1870	Robinsoni anemomeeter hammasrattaga (Z.A.)	Töötas 1.09–29.10; võrdlused anemomeetriga (N.A.). Puhastatud, õlitatud	1871, 86–89
1871–1873	Robinsoni kaussanemomeeter	Tuule kiiruse mõõtmine ja 3-tunniste tuuleintegraalide registreerimine anemomeetri loenduri abil	1872, 87-88 1874, 213-214
1873–1876	Robinsoni suur kaussanemomeeter	Alates 26.04.73 uus suur Robinsoni anemograaf, kontrolliks (Z.A.)	1874, 213-214
1877	Oettingen'i tuulekomponentide integraator	Tuule kiirust registreeritakse 24 korda ööpäevas	1884, 129-130
1878–1890	Sama		
1891	Oettingen-Schultze tuulekomponentide integraator nr 4 ja 1	Võrdlused Nowikovi normaalinstrumendiga. 1891. a dets-is võeti nr 4 maha, selle asemel analoogiline nr 1	1892, 55–58
1892	Nr 4 ja nr 1	Võrdlused Nowikovi normaal-anemomeetriga. Alates 12.04.1892 registreeriti 3-tunnised tuuleintegraalid	1893, 119-120
1893	Nr 4 ja nr 1	Uues obs-i asukohas on keskmine tuule kiirus 1,5 korda suurem	1895, 150-151
1894	Nr 4 ja nr 1	Kontrollmõõtmised: Fuessi ja Nowikovi anemomeeter	1895, 280–283
1895	Nr 4 ja nr 1	Nr 4: remonditi korduvalt. Uus kommutaator (P. Schultze)	1896, 349-350
1896	Nr 4 ja nr 1	Nr 4 – töötas: 1.01–17.11; 14.–31.12; remont: 17.11–14.12; nr 1 – töötas: 17.11–14.12; remont: dets 1895–15.01.96, 27.–31.01.1896	1899, 118-119

Tabel 2. (jätkub). **Table 2.** (continued).

1897	Nr 4 ja nr 1	Nr 4 – töötas pidevalt, v.a loenduri remont 6.04; nr 1 – töötas nr 4-ga samaaegselt: 1.01–7.08; 3.–31.12; vahepeal puhastus ja remont	1900, 117-118
1898	Nr 4 ja nr 1	Nr 4 – töötas 1.01–30.04, remont: –21.05; nr 1 – töötas 30.04–31.12, remont: vedru – 3/4.07; kellamehhanism – 14.12	1899, 117-118
1899	Nr 4 ja nr 1	Nr 1 – töötas aasta läbi, v.a remont: telg – 20.–28.01; tiivikrist 30.10–7.11; nr 4 – töötas nr 1-ga samaaegselt, remont: telg – 28.–30.10	1899, 120-121
1900	Nr 4 ja nr 1	Nr 1 – töötas: 1.01–1.03; 1.08–1.10; puhastus: 6.08–20.09; nr 4 – töötas: 1.03–1.08; 1.10–31.12; puhastus: 5.–10.06	1901, 116-117
1901	Nr 4 ja nr 1	Nr 4 – töötas pidevalt, nr 1 näidud täienduseks; nr 1 ja 4 puhastus: 2.07	1902, 83
1902	Nr 4 ja nr 1	Sama; nr 1 – remont: telje vahetus – juulis; nr 1 ja 4 puhastus: 27.05	1903, 74
1903	Nr 4 ja nr 1	Sama; nr 1 – remont: 16.01; nr 4 – remont: 26.12, kirjutusmehhanism 21.–24.07	1904, 89
1904	Nr 4 ja nr 1	Nr 1 – tööseisak: 7.–11.01; 25.–27.01; remont (uued kontaktid): 23.03–7.04; nr 4 – tööseisak: 15.–22.08; remont (uued kontaktid): 16.06–27.07	1904, 93-94
1905	Nr 4 ja nr 1	Nr 4 – remont: 1.–16.08; nr 1 – remont: 22.08–9.09	1906, 93
1906	Nr 4 ja nr 1	Nr 4 – töötas pidevalt, nr 1 näidud kasutati nr 4 tühikute täitmiseks	1907, 64
1907	Nr 4 ja nr 1	Nr 4 – töötas pidevalt, nr 1 näidud kasutati nr 4 tühikute täitmiseks	1909, 67
1908	Nr 4 ja nr 1	Vooluallikana võeti kasutusele akud. Nr 4 – töötas pidevalt, nr 1 töötas I poolaastal; puhastus, osaline ümberehitus – II poolaastal	1909, 64-65

Tabel 2. (jätkub). **Table 2.** (continued).

1909	Nr 4		1910, 65
1910	Nr 4		1911, 63
1911	Nr 4	Seisak: 27.–30.09; remont: 25.–28.12	1912, 65
1912	Nr 4 ja nr 1	Nr 4 – puhastus: 23/24.02; 3.–5.08; Nr 1 näidud nr 4 tühikute täitmiseks	1913, 76
1913	Nr 4	Nr 4 – puhastus: 25/26.01; 3.09	1913, 76
1914, 1915	Nr 4 ja nr 1	Nr 1 ja Fuessi anemomeetri näidud tühikute täitmiseks. nr 1 – remont: 24.05–17.06.14; 18.10.14 viidi üle abijaama (Rostovtsevi eraülikool)	1915, 136-137
1916	Nr 4		1917, 108-109
1917	Nr 4	Puhastus: 28.–30.06; Fuessi anemomeeter (a.m.) tühikute täitmiseks	1918, 106
1918	Nr 4	Seisak: 25.02; Fuessi a.m. tühikute täitmiseks; puhastus: 23.–26.04; nr 1 – augustis MO-s üles seatud	1919, 84
1919	Nr 4 ja nr 1	Remont: 20.–23.05, osatuulte registreerimise mehhanismi reguleerimine: 8/9.07: nr 1 näidud tühikute täitmiseks	1920, 85
1920	Nr 4 ja nr 1	Nr 1 töötas reservina	1921, 81-82
1921	Nr 4	Kopakeste raami kõrgus – 3 m torni platvormist; 20 m maapinnast	1922, 58
1922–1925	Nr 4	Sama	1923, 57 1924, 57 1925, 57 1926, 60
1926	Oettingen-Schultze süsteemi anemo- graaf nr 5; Kuznetsov-Masingi süsteemi anemo- graaf	Vaatlused 1.12.25–30.03.26 vanas obs-is nr 4 (kõrgus 82 m merepinnast); uues obs-is: nr 5 ja K-M süsteemi anemograaf (kõrgus 96 m merepinnast)	1928, 89
1927–1937	Sama	Sama	1928–1938



Joonis 5. Meteoroloogia observatooriumi vaateplatvorm arhiivimaja katusel (foto TÜ KHO kogust, ca 1929).

Figure 5. Observatory platform on the roof of the building of the Estonian Archive (about 1929).

Lõpuks mõned väljavõtted arhiivis säilitatavast meteoroloogia observatooriumi (Metobs-i) kirjavahetusest, mis puudutab anemomeetreid.

- Metobs-i juhataja K. Kochi ülevaade inventarist (16.02.1919):
„Meteorologia observatoriumis on järgmised aparadid tarwitusel. 1. Suur anemograaf Oettingen-Schultze № 1; 2. Suur anemograaf Oettingen-Schultze № 4; 3. väike Robinson – anemometer; 4. väike Fuess–tasku–anemometer; 9. viis tükki Romanenko süsteemi tuulemõõtjaid“ (EAA. 2100-6-287. L 5p).
- K. Koch kirjutas ülikooli valitsusele (11.03.1921):
„Met. Instituudi üleviimine ühiselumajja nõuab anemograafi üleseadmiseks 1 külm tornituba, vähemalt 10x10 jalga suur, 8 jalga kõrge, trepiga ühe observatooriumi toast ja üleval platvorm trepi ja luugiga“ (EAA. 2100-6-287. L 61).

Platvorm uue hoone katusel sai valmis alles 1925. a sügisel, kuid novembris ei olnud veel piksevarrast tagasi pandud (EAA. 2100-6-287. L 162).

- K. Frisch (Kirde) kirjutas ülikooli valitsusele (3.12.1925):
„Arvesse võttes, et uudes observatooriumis tuule registreerimise instrumentide ülesseadmine alles kahe nädala eest lõpule jõudis, tuule võrdluseks aga paralleelvaatlusi uudes ja vanas observatooriumis umbes 4 kuud tuleb toimetada, palun Ülikooli Valitsust vana observatooriumi üüri lepingut, mis lõpeb 1. jaanuaril 1926. aastal, pikendada 1. aprillini 1926. a“ (EAA. 2100-4-140. L 110).

Anemograafidest uues observatooriumis kirjutas direktor K. Frisch (Kirde) 1926. a:

„Uues vaatluskohas mõõdeti tuult sama süsteemi [Oettingen-Schultze] anemograaf nr 5 ning Kuznetsov-Masingi süsteemi anemograafi abil, mis asusid observatooriumi uues vaatlustornis 29 m kõrgusel maapinnast (96 m merepinnast)“ (EMA 1926, 89).

H. Liidemaa kirjeldas anemograafide paigutust järgmiselt:

„Vastavalt K. Kochi ettepanekule anti juba 20ndate aastate alguses maja J. Liivi 4 neljanda korruse läänepoolne tiib, 2 ruumi keldrikorruksel, samuti ka osa maja kõrval olevast krundist Met.Obs-ile, Ruumides tehti põhjalik remont ja ehitati vaatlustorn. Ehitatud vaatlustorni paigutati vana Oettingeni süsteemi anemograaf ning tema kõrvale uus peenmehhaaniku Masingu valmistatud Kuznetsov-Masingu anemograaf. Anemograafi vastuvõtu osad olid tornis platvormil, muud osad olid torni teisel korrusel. Andmete registreerimine toimus vaatlustoas maja 4. korrusel“ (TÜ KHO. 130-18. L 14, 16).

Juhataja Frisch (Kirde) palus eraldada 500 kr Oettingeni anemograafide uue registreerimise aparadi muretsemiseks (24.04.1928). Sellele palvele vastati jaatavalt (25.07.1928):

„Olgu tähendatud, et senine aparaat on üle 30-ne aasta vana ja selletõttu tema üksikud suled õige tihti tõrguvad. Kuna mõnikord ka peaanemograafi juures võib ette tulla rike, oleks observatoorium sarnasel korral täiesti ilma tuule ülesmärkimiseta. Uue registreerimise aparadi valmistaks mehaanik Masing, kes observatooriumile ka praeguse peaanemograafi registreerimise aparadi oma töökojas on teinud.“ (EAA. 2100-6-287. L 197, 197p, 198).

Hiljem kirjutatud ülevaates mainis ta veel kord:

„Praegusest met.-jaama asukohas 1926. a. alates esmakordselt tarvitusele võetud mõõtmisriistadest või tähtsamatest uuendustest võiks mainida järgmist:....

3) teatava määrani aja jooksul kulunud ning vananenud Oettingen'i süsteemi anemograafid asendati uute peenmehaanik Masing'i valmistatud anemograafidega“ (Kirde, 1938).

Aastaraamatu andmetel töötas uus Masingu ehitatud „Oettingen-Schultze süsteemi“ aparaat nr 5 veel 1934. aastal (EMA 1934, 95). Järgmistel aastatel märgitakse lakooniliselt, et mõõtmisi teostati samade instrumentidega (EMA 1935, 95; EMA 1936, 93; EMA 1937, 94). Anemograafid ei ole säilinud, vaid lammutati arvatavasti hiljemalt 50ndatel aastatel peale observatooriumi likvideerimist.

Kirjandus

- Bentley, R., 1905. The growth of instrumental meteorology. Quarterly Journal of the Royal Met. Society, XXXI, No. 135, 187–189.
- Eesti Meteoroloogia Aastaraamat (toim. Koch, K., Kirde, K.) 1921.–1937. a vaatlused. I–XVII. Tartu, 1922–1938 [lühend EMA 1921–37].
- Kirde, K., 1938. Tartu ülikooli meteoroloogia observatooriumi arenemine ja teaduslik tegevus 1918–1938. Eesti Loodus, nr 1-2, 30.
- Koch, K., 1919. Viiekümneaastased keskmised meteoroloogilistest vaatlustest 1866–1915 a. Tartus. Tartu, 18–21.
- Meteorologische Beobachtungen angestellt in Dorpat im Jahre 1866–1892 (toim. Oettingen, A.v., Weihrauch, K.). 1.–27. Jahrgang. Dorpat, 1867–1893 [lühend MB 1866-92].
- Meteorologische Beobachtungen angestellt in Jurjev/Dorpat im Jahre 1901–1920 (toim. Sreznevki, B., Koch, K.).
- Messadié, G., 1995. The Wordsworth Dictionary of Inventions. Edinburgh, 143.
- Nature, 1876, Vol. XIII, XIV.
- Oettingen, A., 1877. Der Wind-Componenten-Integrator. Repertorium für Meteorologie, Bd. V, Nr. 10, 1–51.
- Oettingen, A., 1909. Ein Brief. Aus baltischer Geistesarbeit. Riga, 186.
- Report of the Meteorological Council to the Royal Society. 1878. From the period of ten months ending 31st of March 1878. London, 16.
- Schnurbuch der Apparate des physikalischen Cabinets der Kaiserlichen Universität Dorpat. Kronoloogiline, 1868–1916 (Tartu ülikooli ajaloomuuseumi arhiiv: ÜAM 483:4, L 40).
- Schnurbuch der Apparate des physikalischen Cabinets der Kaiserlichen Universität Dorpat. Süstemaatiline, 1868–1916 (ÜAM 483:3, Ph. E. II).
- Schultze, P., 1878. Windmesser mit Robinson'schen Halbkugelschalen nebst elektrischer Registrirapparat. Carl's Repertorium für phys. Technik, T. 14, 292.
- Shaw, N., 1926. Manual of meteorology. I. Meteorology in history. Cambridge, 96.
- Sheppard, P. A., 1941. Anemometry: a critical and historical survey. Phys. Soc. LIII, 4, 361–390 (<http://ej.iop.org/links/q72/Ojj05uQF6l8HNiC9UK8OEQ/prv53i4p361.pdf>).
- South Kensington Museum, 1877. Conferences held in connection with the Special Loan Collection of scientific apparatus, 1876. London, 315–317.
- Waldo, F., 1893. Modern meteorology. London, 106–130.
- Whipple, G., 1876. Report of the Kew Committee for the year ending Oct. 31, 8.
- Whipple, G., 1877. Report of the Kew Committee for the year ending Oct. 31, 4.
- Whipple, G., 1878. Report of the Kew Committee for the year ending Oct. 31, 4.
- Whipple, G., 1880a. Report of the Kew Observatory. Quart. J. of the Royal Met. Soc., VI, 8.
- Whipple, G., 1880b. Report of the Kew Committee for the year ending Oct. 31, 8.
- Wild, H., 1892. Jahresbericht des PCO für 1891. Repertorium für Meteorologie, №12, Bd. XV. St. Petersburg, 62.

- Wild, H., 1894. Jahresbericht des PCO für 1893. Repertorium für Meteorologie, №14, Bd. XVII. St. Petersburg, 6.
- Wild, H., 1895. Das Konstantinow'sche meteorologische und magnetische Observatorium in Pawlovsk (bei St. Petersburg). St. Petersburg, 50-51.
- Вильд, Г., 1879. Летописи Главной Физической Обсерватории за 1878 год. Часть I. Ст. Петербург, XXIII.
- Охлябинин, С., 1915. Метеорологические приборы. Петроград, 48.
- Рыкачев, М., 1905. Летописи Николаевской Главной Физической Обсерватории за 1905 год. Часть I. Ст. Петербург, XVIII.
- Срезневский, Б. И., 1916. 50-летие деятельности Метеорологической обсерватории Императорского Юрьевского университета 1865–1915. Юрьев, 9.
- Хргиан, А. Н., 1959. Очерки развития метеорологии. Том I. Ленинград, 49–52, 95–99.

Oettingen's Anemograph

Toomas Pung

Museum of History, University of Tartu

Summary

Various devices for wind measurements were used at the Meteorological Observatory of Tartu University. In 1866–1870, the wind force was measured with an anemo-dynamometer, made by the university technician Bruecker. In 1870, two Robinson's anemometers, made by Nowikov, were purchased from St. Petersburg. In 1873, a new anemometer with Robinson's hemispherical cups and an electrical registrator was used. Professor Arthur Joachim von Oettingen designed an anemograph, which was constructed by the Tartu University mechanic Paul Schultze. The instrument divided the wind into four components, registering separately the direction and speed of wind components at certain time intervals. A description of this instrument was given by Oettingen in Wild's *Repertorium für Meteorologie* (1877). All four anemographs were constructed in Tartu; two of them were mounted in the university Meteorological Observatory in 1877, where they functioned until 1925. Later, they were replaced by modern apparatuses. The third instrument was used at the Pavlovsk Magnetical Observatory in 1877–1903. The fourth anemograph was sent to London to be displayed at an exhibition in 1876. Later, it was installed in the Kew Observatory and used there until the end of 1879. After that, in 1880, it was sent back to South Kensington, to the collection of scientific devices on loan.

Juhan Rossist, Metobs-ist ja Aktinomeetrialaboratooriumist

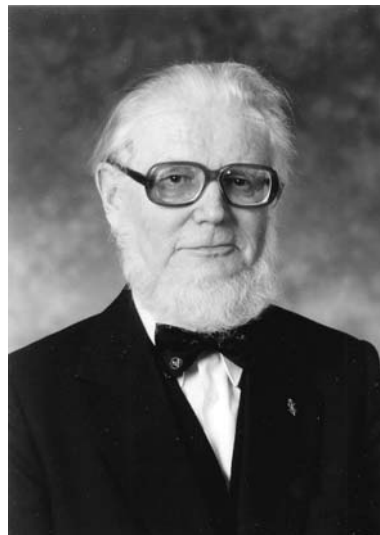
Ain Kallis

Eesti Meteoroloogia ja Hüdroloogia Instituut

1. Aasta 2005 – tähtis aasta

Sel aastal oli rida olulisi tähtpäevi Eesti meteoroloogia ajaloos: möödus 200 aastat pidevate ilma-mõõtmiste algusest Tallinnas, 140 aastat Tartu ülikooli meteoroloogiaobservatooriumi rajamisest, 101 aastat päikesekiirguse mõõtmiste algusest ning 55 aastat nende pidevast mõõtmisest Eestis. Ja 80 aastat Juhan Rossi sünnist.

Parafraseerides mitme aastakümne vältel kuulnud nõukogulikke loosungeid, võime väita: rääkides Metobs-ist – mõtleme professoreid Arthur Joachim von Oettingeni, Boriss Sreznewskit ja Kaarel Kirdet, rääkides Eesti aktinomeetriast – mõtleme eeskätt professor Juhan Rossi.



2. Episoodilised päikesekiirguse mõõtmised Tartus

Kuigi esimesed päikesepaiste kestuse määramised Tartus jäävad aastasse 1901 (Pung, 1995), alustati kiirgusenergia mõõtmisi 1904. aasta sügisel, mil Ülikooli Meteoroloogia Observatooriumile hangiti Hvolsoni aktinomeeter. Instrument töötas vaid 1904. ja 1909. aastal, siis vahetati ta välja Michelsoni aktinomeetri ja varsti veidi kaasaegsema Callendari aktinograafi vastu. Viimast kasutati ajavahemikus 1911 kuni 1915, teistkordselt rakendati seadet 1926. a, mil see töötas lühemat aega (Pung, 2005).

Oluline periood Eesti päikesekiirguse mõõtmiste ajaloos algas 1931. aastal, kui Metobs sai igati moodsa Ängstömi pürheliomeetri Å-197, mis oli kasutusel kuni Teise maailmasõjani. Mõõdetud otsese kiirguse näitajad ning arvutatud atmosfääri läbilaskvuse koefitsientide keskmised väärtused aastaist 1931–1935 esitati K. Kirde töös 1939. a (Kirde, 1939). Vaatluste kvaliteet oli kõrge – saadud andmeid on võimalik kasutada isegi tänapäeval (Ohvril jt, 1998). Pürheliomeeter Å-197 hävis kahjuks 1944. aastal.

3. Pidevate kiirgusmõõtmiste algus 1950. aastal

Sõjajärgne maailma ümberjagamine tõi kaasa muutusi ka ilmakorralduses. Seoses Eesti NSV Teaduste Akadeemia asutamisega 1947. aastal läks tema süsteemi üle ka Tartu Ülikooli Metobs, mis sai uueks nimeks Geofüüsika Observatoorium.

Päikesekiirguse mõõtmistest Eestis oli ilmselt teadlik tuntud Leningradi aktinometrist professor N. N. Kalitin, kes soovitas uues observatooriumis alustada ka kiirguse süstemaatiliste mõõtmistega.

1949. aastal hangitigi mõõteriistu ning oktoobris rajati Tartu linna piirile uus vaatlusväljak. (Senine väljak Juhan Liivi tänaval ei sobinud aktinomeetrilisteks

mõõtmisteks eeskätt horisondi suure kaetuse ning linna häiriva mikrokliima tõttu.) Tartu Aktinomeetriaajaam avati 1. jaanuaril 1950. aastal. Selle “rahulikku ülesehitustööd” katkestas poliitika: Stalini isikukultuse perioodil oli mõeldamatu, et päikesekiirguse mõõtmise ja uurimisega tegeleksid ideoloogiliselt kahtlased isikud. Nii vabastatigi töölt esimesed juhatajad Eugen Medvedjev ja Hilja Remmel-Kull.

1951. aasta augustis määrati jaama juhatajaks-nooremteaduriks äsja ülikooli lõpetanud füüsik-teoreetik Juhan Ross, kellele tollane Füüsika, Matemaatika ja Mehhaanika Instituudi direktor prof Aksel Kipper tööd pakkus. Juhan Ross, kes alles entsüklopeediast sai teda, mida tähendab sõna “aktinomeetria” (meteoroloogia haru, mis uurib kiirguse ülekannet Maa atmosfääris, hüdrofääris ja maapinnal), võttis “väljakutse vastu”, nagu nüüd öeldakse.

4. Arenguid Tartu Aktinomeetriaajaama ajaloos

4.1. Damoklese mõõgast

Rasked ajad jaama töös kestsid 1953. aasta lõpuni, kolme aasta jooksul vahetus 15 vaatlejat, puudusid korralikud kiirguse etalonandurid. Sulgemisohu Damoklese mõõk rippus aktinomeetriaajaama kohal kuni stabiliseerus vaatlejate koosseis ning paranes tehniline varustatus. Nii õnnestus Leningradist Geofüüsika Peaobservatooriumilt laenata uueks etalonriistaks pürheliomeeter Å-143.

Suureks abiks olid 1953. ja 1954. aastal jaama külastanud tuntud päikesekiirguse uurijad Venemaalt professorid P. Tverskoi ja K. Kondratjev, samuti J. Rossi “akadeemiline isa”, kuulus aktinomeetriliste mõõteriistade konstruktor J. Janišovski. Külalised nentisid, et siinse jaama töö oli teadusliku usaldatavuse poolest jõudnud observatooriumi tasemele (Ross, 1990) (joonis 1).



Joonis 1. Tartu aktinomeetriaajaama väljak 1953. a.

Figure 1. Observation field of the Tartu Actinometric Station in 1953.

4.2. Tartu Aktinomeetrialaboratoorium

Alates 1955. aasta suvest muutus jaama nimi aktinomeetrialaboratooriumiks. Lisandus kiirgusliikide mõõtmisi, täienes mõõtmisaparatuur (joonis 2). Seoses Rahvusvahelise Geofüüsika Aastaga alustati 1. juulist 1957 igatunniseid visuaalseid pilvisuse vaatlusi.

Sellel perioodil algasid ka päikesekiirguse mõõtmised veel mitmes Eesti paigas. Kuusiku meteoroloogiajaamas ja Tooma soojaamas mõõdeti kiirgust küll lühemat aega (Kuusikul 1953–1964, Toomal 1955–1963), seevastu kolmandas, Mustvee lähedal asuvas Tiirikoja järvejaamas, mõõdetakse kiirgusbilansi mitmeid komponente alates 1955. aastast tänaseni. Kuigi viimati nimetatud jaamad kuulusid hüdrometeoroloogia teenistuse süsteemi, oli sealsete kiirgusmõõtmiste kvaliteet J. Rossi kontrolli all.



Joonis 2. Juhan Ross bilansomeetriga mõõtmas (1955).

Figure 2. Juhan Ross measuring net radiation.

Oluliseks verstapostiks teaduse alal oli esimese sõjajärgse üleliidulise aktinomeetria konverentsi korraldamine Tartus 1957. aasta juunis. See tõstis jaama töötajate mainet ka Teaduste Akadeemia juhtide silmis. Sama aasta sügisel kaitses Juhan Ross oma kiirgusvastuvõtjate täpsust käsitletavat kandidaadiväitekirja.

Aktinomeetriliste mõõtmiste üheks klimatoloogiliseks eesmärgiks on mingi ajavahemiku jooksul maapinnale langenud kiirgusenergia hulkade määramine. Selleks tuli varem iseregistreerijate linte töödelda käsitsi, mis oli väga aeganõudev töö (Ross, 1990). Suureks sammuks edasi mõõtmiste automatiseerimisel oli elektronintegraatorite loomine TA Erikonstrueerimisbüroos Jüri Reemanni, Valdur Tiidu ning Allan Paddari poolt. Tänu nende pingutustele muutus Tartu aktinomeetriaajaam endises Nõukogude Liidus esimeseks täielikult automatiseeritud kiirgusmõõtmiste keskuseks. Eestis loodud integraatoreid kasutati edukalt ka Antarktikas asuvates polaarjaamades.

Teaduste Akadeemia Astrofüüsika ja Atmosfäärifüüsika Instituudi (endise Füüsika ja Astronoomia Instituudi, praeguse Tartu Observatooriumi) nn Rossi sektoris loodi

mitmeid uusi kiirgusvastuvõtjaid (bilansomeetreid ja püranomeetreid), mis on praegu kasutusel ka välismaal.

4.3. J. Ross teadusnovaatorina

Kunagistest üksikuist kiirgusmõõtmistest Tartu külje all rukkipõllul jõuti 1960ndail aastail uue teadusharu – bioaktinomeetria (fütoaktinomeetria) viljelemiseni. Juhan Rossist sai “kuningas taimkatte kiirgusrežiimi uurimisel” (Tooming, 2001). Koostöös Moskva, Leningradi, Tadžiki ja Ukraina teadlastega (joonis 3) korraldati mitmeid ekspeditsioone Eestis, Moldaavias ja Tadžikistanis. Valmis uus aparatuur päikesekiirguse ja taimkatte fotosünteesi uurimiseks ning mudelid viimase produktiivsuse arvutusteks. Algas biogeofüüsika ajastu (joonis 4).

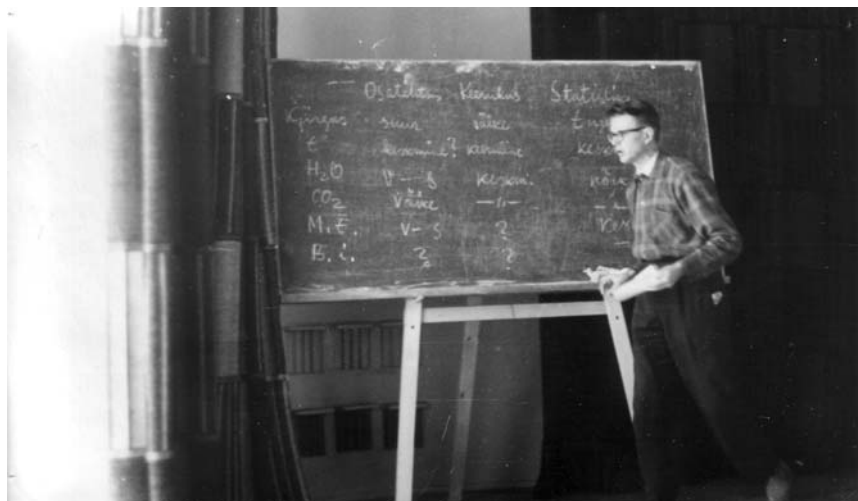


Joonis 3. Vasakult: aktinometrist J. Janiševski (Leningrad), J. Ross, biofüüsik S. Chmora (Moskva) ja H. Tooming.

Figure 3. From left: Actinometrician Y. Yanishevsky (Leningrad), J. Ross, biophysicist S. Chmora (Moscow) and H. Tooming.

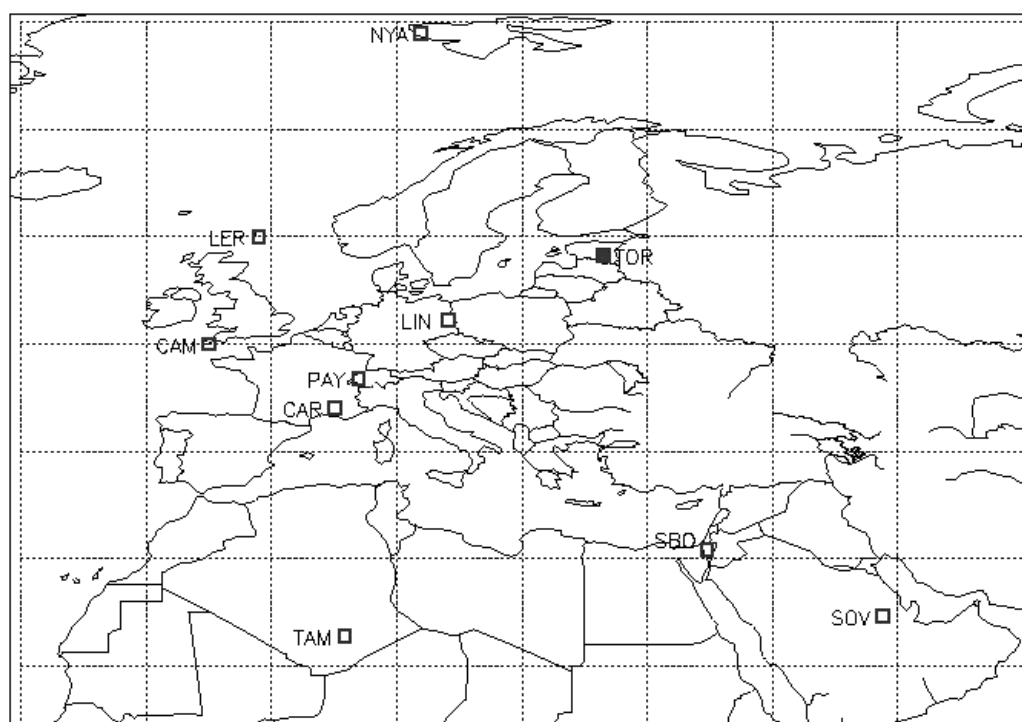
Alates 1964. aastast kuulus Tartu aktinomeetriaajaam administratiivselt ilma-teenistuse valdkonda. Teaduste Akadeemia geofüüsikute, eeskätt Juhan Rossi, juhendada jäid aga endiselt mõõtmiste teaduslik suunamine ning kontroll andmete kvaliteedi üle. 1965. aastal koliti koos astronoomidega Tõraverre, uude, paremate vaatlustingimustega asupaika.

Juhan Rossi puhul tuleks veel rääkida tema panusest kaugseire arendamisesse (Ross, 1997), taimkatte produktiivsuse matemaatilisse modelleerimisse (Ross, 1981) ning nn energiavõsa kasvatusse uute biokütuste rakendamise eesmärgil (Ross ja Ross, 1998). Tema eesistumisel toimusid ülipopulaarsed suvekoolid nimetuse all “Ilm, saak, matemaatika”.



Joonis 4. Juhan Ross esinemas biofüüsika seminaril.

Figure 4. J. Ross making a presentation at a biophysics seminar.



Joonis 5. BSRN jaamade võrk Euroopas.

Figure 5. Baseline Surface Radiation Network in Europe.

4.4. Juhan Rossi elutöö jätkamine

1999. aastal arvati Tartu-Tõravere ilmajaam nn päikesekiirguse uurimise baasjaamade võrgu (BSRN – Baseline Surface Radiation Network) 30 jaama hulka (joonis 5). Nimetatud võrk loodi selleks, et siduda satelliitidelt tehtavaid mõõtmisi vaatlustega maapealsetes jaamades ning ühtlasi jälgida Maa kiirgusrežiimi pikaajalisi muutusi (McArthur, 1998; Russak ja Kallis, 2003).

Sajand tagasi Tartu Ülikooli Meteoroloogia Observatooriumis alanud ning Juhan Rossi poolt maailmaklassi arendatud päikesekiirguse mõõtmised on võimaldanud kirjeldada Eesti kiirguskliimat, analüüsida kiirgustingimuste varieeruvust, pikaajalisi muutusi kiirguslevis ning selle kaudu hinnata atmosfääri koostises toimunud muutusi (Russak ja Kallis, 2003; Wild jt, 2005; Kallis ja Russak, 2005).

Kirjandus

- Kallis, A., Russak, V., 2005. Hundred years from the beginning of solar radiation measurements in Estonia. *Publ. Inst. Geographici Universitatis Tartuensis* 97, 74–81.
- Kirde, K., 1939. Andmeid Eesti kliimast. *Eesti Vabariigi Tartu Ülikooli toimetused*, A, XXXIV, 1–154.
- McArthur, L. J. B., 1998. Baseline Surface Radiation Network (BSRN). Operations Manual (version 1.0). WMO/TD, No. 879, 134 pp.
- Ohvril, H., Okulov, O., Jaagus, J., 1998. Atmospheric transparency in Estonia during last 60 years. *Proc of the 2nd International Conference on Climate and Water*. Espoo, Finland, 17–20 Aug., 1998. 2, 682–690.
- Pung, T., 1995. Observation instruments of the Meteorological Observatory of Tartu University during the period 1866–1925. *Meteorology in Estonia in Johannes Letzmann's times and today*. *Est. Acad. Publ.*, Tallinn, 56–71.
- Pung, T., 2005. Historical instruments of Tartu Meteorological Observatory in the Museum of Tartu University History. *Publ. Inst. Geographici Universitatis Tartuensis* 97, 23–36.
- Ross, J., 1981. *The Radiation Regime and Architecture of Plant Stands*. The Hague-Boston-London, W. Junk Publ., 391 pp.
- Ross, J., 1990. Nelikümmend aastat Tartu-Tõravere aktinomeetriaama. *Tartu kliima ja selle muutumine viimastel kümnenditel*, Tartu, 9–22.
- Ross, J., 1997. Present status and perspectives of remote sensing of vegetation. *Journ. Remote Sensing*, 1, Suppl., 1-2.
- Ross, J., Ross, V., 1998. Statistical description of the architecture of a fast growing willow coppice. *Agric. and Forest Meteorology*, 91, 1-2, 23–37.
- Russak, V., Kallis, A., 2003. *Eesti kiirguskliima teatmik*. EMHI, Tallinn, 384 lk.
- Tooming, H., 2001. Juhan Rossi olnu ja tehtu. *Akadeemik Juhan Ross*. *Bibliograafia*. Tallinn, 12–25.
- Wild, M., Gilgen, H., Roesch, A., Ohmura, A., Long, C.N., Dutton, E.G., Forgan, B., Kallis, A., Russak, V., Tsvetkov, A., 2005. From dimming to brightening: decadal changes in solar radiation at Earth's surface. *Science*, 308, Issue 5723, 847–850.

Juhan Ross, Meteorological Observatory and Actinometric Laboratory

Ain Kallis

Estonian Meteorological and Hydrological Institute

Summary

2005 was a very important year in the history of Estonian meteorology: we celebrated the bicentenary of weather observations in Tallinn and the 140th anniversary of the Tartu Meteorological Observatory, 101 years that have passed since solar radiation measurements were started in Estonia and 55 years of continuous actinometric measurements.

In addition, Academician Juhan Ross was born 80 years ago. J. Ross' name is related to the whole history of the post-war solar radiation measurements. Under his leadership a small actinometric station near Tartu developed into the Department of Atmospheric Physics of the Institute of Physics and Astronomy (Tartu Observatory), an important and well-known centre of geophysics in the former Soviet Union.

Apart from the studies of Estonian solar radiation climate, the fundamental principles of a new branch of science – phytoactinometry were formulated in this observatory. Remote sensing of crop fields and forests, so well known and widely applicable these days, has its origins in phytoactinometry.

Since 1999, Tartu-Tõravere Actinometric Station has been included in the Baseline Surface Radiation Network (BSRN). The BSRN is a project of the World Climate Research Programme aimed at detecting important changes in the Earth's radiation field, which may bring about climate change.

Metobs-ist HIRLAM-isse. Numbrilise ilmaennustuse arengulugu Eestis

Rein Rõõm

Tartu Ülikooli keskkonnafüüsika instituut

Käesolevas ülevaates võtame vaatluse alla numbrilise ilmaennustuse: selle olemuse ja arengud Euroopas viimase kümne aasta jooksul ning numbrilise ilmaennustuse jõudmise Eestisse.

1. Numbriline ilmaennustus

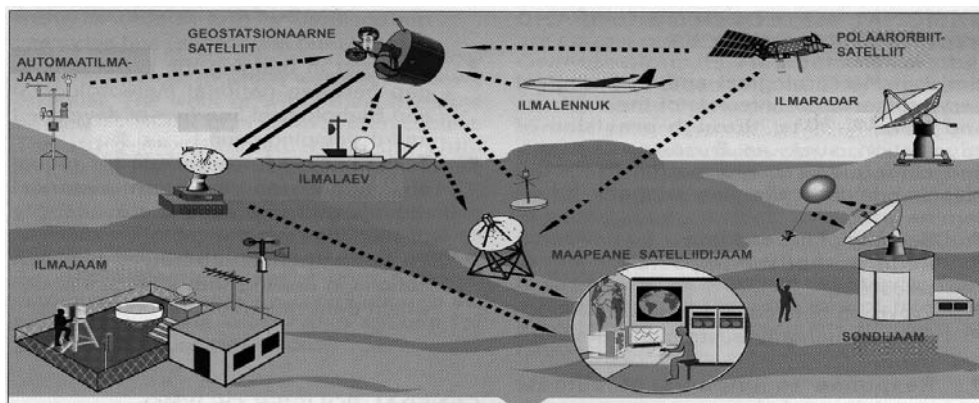
Mida kujutab enesest tänapäeva ilmaennustus? See on kompleksne protsess, mis sisaldab:

- Regulaarseid ilmamõõtmisi ja numbrilist andmehõivet üle maailma (joonis 1).

Mõõtmisvahendite arsenal on väga mitmekesine, ulatudes kosmistest seiresatelliitidest kuni vanade heade traditsiooniliste ilmajaamadeni. Mõõdetakse temperatuuri, õhu niiskussisaldust, tuule tugevust ja suunda ning õhurõhku kogu atmosfääris ca 30 km kõrguseni. Mõõdetakse neid suurusi regulaarselt 3-tunniste intervallidega ja tulemused edastatakse numbrilisel kujul ülemaailmsetesse andmekogumiskeskustesse.

- Numbrilist ilmaennustust (joonis 2).

See saab alguse saabunud andmete analüüsist ja initsialiseerimisest, mille käigus mõõtmistulemused korrastatakse, puhastatakse vigadest ja kantakse regulaarse võrgustikule (mille näide on toodud joonisel 4). Need on lähteandmed tegelikult numbriliseks ennustuseks, mille teeb suure võimsusega nn superarvuti, lahendades sisuliselt atmosfäärifüüsika võrrandeid ja modelleerides sel teel numbriliselt atmosfääri (nendesamade eespoolloetletud parameetrite – tuule, niiskuse, aga ka pilvede ja sademete, temperatuuri ning õhurõhu) edasist arengut, mõõdetud algandmetest lähtudes. Numbrilised ennustustulemused vormistatakse sobival kujul (prognoosi- e ilmakaardid, bülletäänid) ja toimetatakse tarbijani.

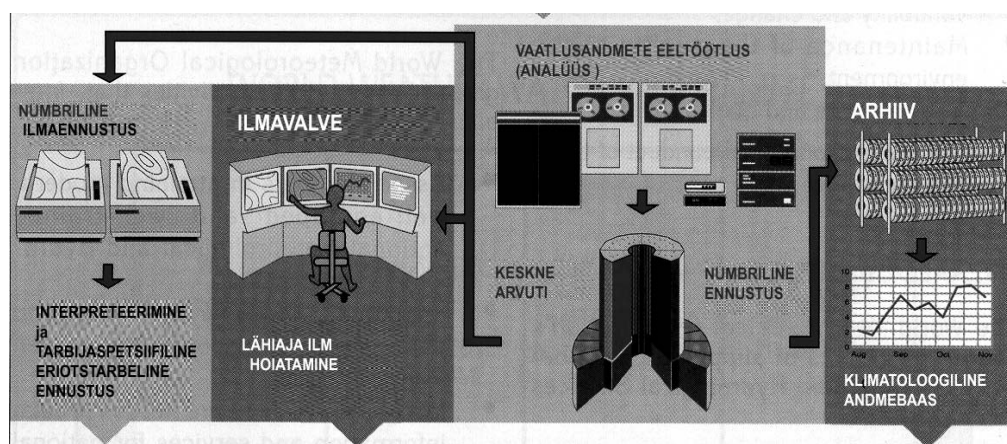


Joonis 1. Tehnilised vahendid ja süsteemid regulaarsete ilmavaatluste tegemiseks.

Figure 1. Technical devices and systems for regular weather observations.

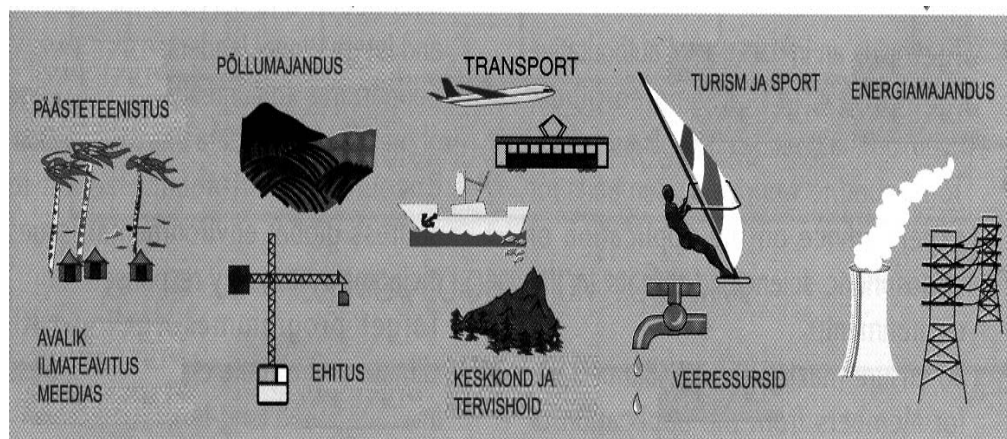
Tarbija (joonis 3) ei ole ainult „inimene tänavalt”, vaid – ja hoopis enamgi – on tarbijateks transpordiettevõtted ja -süsteemid, päästeteenistused, ehitusfirmad, põllumajandusettevõtted, energiamajandus jne.

Samuti on kogutud vaatlusandmed ja ennustustulemused arhiveeritult väärtuslikuks klimatoloogiliseks andmebaasiks antud piirkonna kohta. Eestis on näitena selline digitaliseeritud andmebaas olemas (sisaldab regulaarsel võrgustikul, kõikidel atmosfääritasemetel 6-tunniste intervallidega andmeid kõikide ilmaparameetrite kohta) alles 2003. aastast.



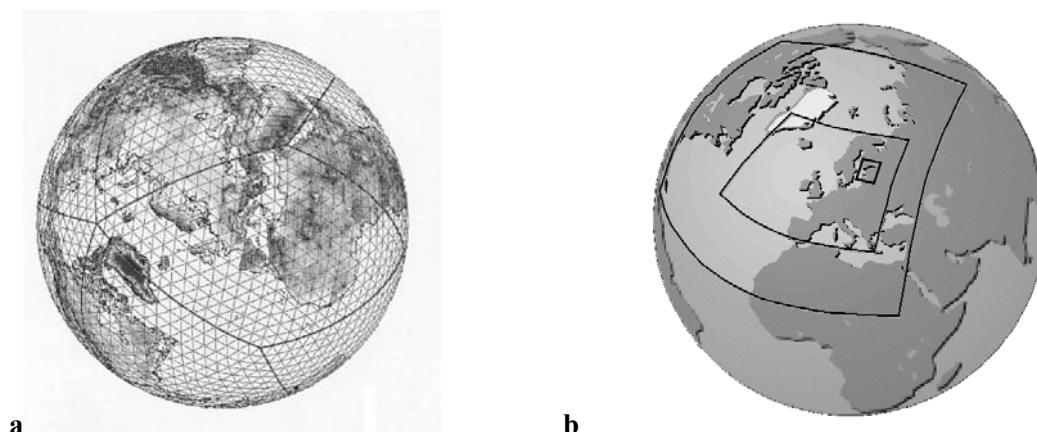
Joonis 2. Numbrilise ilmaennustuse komponendid.

Figure 2. Components of numerical weather prediction.



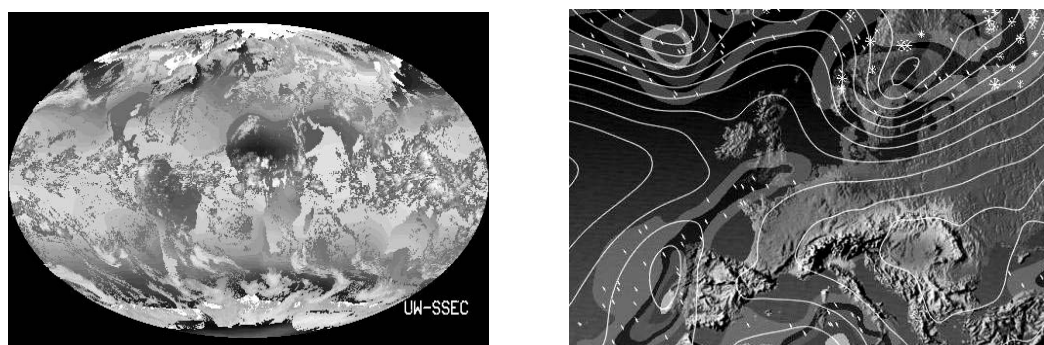
Joonis 3. Ilmaennustusandmeid vajatakse kõikides elutegevuse valdkondades.

Figure 3. Weather forecast is needed in all spheres of human life.



Joonis 4. Globaalse ilmennustusmodeli võrgustik katab kogu maakera (a). Erinevate regionaalmodelite poolt haaratavad piirkonnad (b). Mida väiksem on piirkond, seda suurem on mudeli lahutus ja seda detailsem ning täpsem on ennustus.

Figure 4. Network of global weather forecast model covers the entire Earth (a). Domains of different regional models (b). The smaller is the domain, the higher is the model resolution and more detailed and precise is the forecast.



Joonis 5. Pilvisuse ja aluspinna temperatuuri globaalennustuse näide (vasemal) ja sademete ning aluspinnarõhu regionaalennustus Euroopa jaoks (paremal).

Figure 5. An example: a global forecast of cloudiness and the underlying surface temperature (left) and a regional forecast of air pressure at the surface level for Europe (right).

Ilmaennustusprotsessi keskmeks on numbriline ilmaennustusmudel. Mudelid jagunevad globaalmodeliteks, mille ennustuspiirkonnaks on kogu maakera ja modelleeritavaks objektiks kogu atmosfäär (joonis 4a) ning regionaalmodeliteks, mis ennustavad (modelleerivad) ilma vaid kindlas piirkonnas (joonis 4b). Üldiselt on nii, et regionaalmodeli tööks on ka tingimata tarvilik algandmete olemasolu globaalselt, aga modelleeritakse ilmaprotsesse vaid huvipakkuvas piirkonnas. Sellega (lokaalsusega)

saavutatakse suurem lahutus maastikul. Kuna näiteks globaalmodelite võrguraku suurus on 80 km, siis Hiiumaa mahub lähedasti ühteainsasse võrgurakku ja mudel saab opereerida Hiiumaa suuruse alaga kui üheainsa punktiga kaardil. Samal ajal lokaalmudel, võrguraku suurusega 3 km (just selline on praegu Eesti Meteoroloogia ja Hüdroloogia Instituudis (EMHI) töötava numbrilise mudeli ETB võrgurakk), „lahutab välja” juba suuremad Hiiumaa lahed.

2. Numbriline ilmaennustus Euroopas

Numbriline ennustus on kompleksne, keeruline ja väga kallis ettevõtmine, mis ei ole teostatav ühe (väike)riigi ressurssidega. Tarvilik on riikidevaheline koostöö. Seda teed on maailmas ka mindud. Piirdudes meie „lähiumbruse” – Euroopaga, saab välja eraldada järgnevad ühisprojektid.

Euroopa Ilmakeskus, ECMWF, täisnimega Euroopa Keskulatusesega Ilmaennustuste Keskus (ingl *European Centrum for Medium Range Weather Forecast*), on uurimis- ja rakendusinstituut Readingis Inglismaal, mille liikmed on Euroopa rahvuslikud ilmateenistused. Iga liikmesriik maksab oma iga-aastase osamaksu, saades vastu kogu globaalse numbrilise ennustuse, mida Euroopa Ilmakeskus teeb (toodab) kuni 10-ks päevaks (mere-ennustust ka kuni 30-ks päevaks) ja väljastab iga kuue tunni tagant. Sõna „keskulatus” nimes peab viitama sellele, et ennustus on kuni kümneks päevaks ette. Eesti on Euroopa Ilmakeskuse liige alates 7. novembrist 2005.

HIRLAM (akronüüm ingliskeelsest täisnimest *High Resolution Limited-Area Model*) on konsortsium arvutusliku ilmaennustuse ühiseks arendamiseks, milles osalevad põhjamaad: Soome, Rootsi, Norra, Taani, Island ja rida teisi riike: Holland, Iirimaa, Hispaania, assotsieerunud liikmena Prantsusmaa. HIRLAM-i „tööprintsip” on oluliselt erinev Euroopa Ilmakeskuse omast. HIRLAM-is arendatakse mudelit koos, ühiste jõududega, nii et toimib tööjaotus, kusjuures igal osavõtjal, milleks on vastava riigi ilmateenistus, on oma uurimis-arendusüksus. Ennustust tehakse aga n-ö iseseisvalt, milleks peab igal osalejamaal olema oma arvutuskeskus (joonis 6). See-eest on vabadus valida sobivalt „oma” ennustuspiirkond. Väikeriigid on siin soodusolukorras, kuna ala (nn integreerimispiirkond), mille kohta ennustust tehakse, on väiksem ning võimalik on kasutada suurema lahutusega (väiksema võrgusammuga) võrgustikku, mis omakorda toob kaasa mudeli detailsuse kasvu ja ennustustäpsuse suurenemise.

Peale nende kahe suure rahvusvahelise keskuse on kaks ühendust, mis on koondunud rahvuslike ilmateenistuste ümber ja tekkinud nende baasil. Prantsuse ilmateenistusega *Meteo France* teevad koostööd rida Kesk-Euroopa riike: Kreeka, Sloveenia, Kroatia, Rumeenia, Bulgaaria, Ungari, Tšehhi, Slovakkia. Koos arendatakse regionaalmodelit ALADIN. Saksa ilmateenistuse DWD (*Deutsche Wetterdienst*) eestvõttel on käivitatud projekt KOSMO, milles osalevad Šveits, Austria, Poola ja Itaalia. Kui veel kümme aastat tagasi oli iga suurriigi esmaprioriteediks ja rahvuslikuks uhkuseks oma „rahvusliku” ilmamudeli loomine, siis viimase viie aasta jooksul, alates ca 1998. aastast, on suund internatsionaliseerumisele ja konkreetse ilmamudeli mõjusfääri laiendamisele.



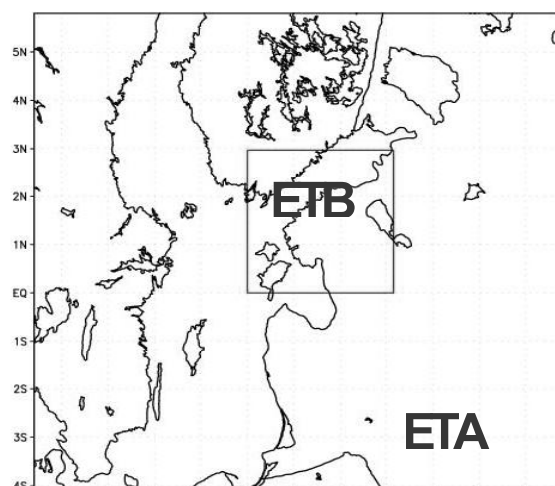
Joonis 6. Ilmaennustuse raudvara. Superarvuti Cray Hispaania Ilmainstituudis (vasemal); Tartu Observatooriumi 8-sõlmeline kobararvuti (paremal).

Figure 6. Hardware of weather prediction. Supercomputer Cray at the Spanish Weather Institute (left) and the 8-node cluster computer of Tartu Observatory (right).

3. Numbriline ilmaennustus Eestis

Kuni nõukogude aja lõpuni Eestil oma numbriline ilmaennustus puudus ja puudus see ka iseseisvusperioodi esimesel kümnel aastal. EMHI peasünoptiku Merike Merilaiu andmeil käis ennustus traditsiooniliste sünoptika meetoditega, mis teatavasti on üsna piiratud ja ebatäpsed, võimaldades ennustust maksimaalselt üheks päevaks ette, kui sedagi. “Moskvast” mingit numbrilise ilmaennustuse produkti ei saadud kunagi kogu nõukogude aja jooksul. 1990-ndate esimesel poolel aitas Eesti ilmaennustajaid Rootsi Ilmateenistus SMHI, teisel poolel olid abistajateks Soome ilmaennustajad. Mõlemal juhul tehti EMHI sünoptikutele kättesaadavaks – kuigi piiratud ulatuses – ECMWF ilma-prognoos.

“Oma”, iseseisvat numbrilist prognoosi hakati tegema EMHIs alates 2002. sügisest, mil käivitati HIRLAM ilmaennustusmudel. Nii et Eesti kasutab ja opereerib selle mudeliga, kuigi ametlikult veel HIRLAM konsortsiumi liige ei olda. Taolise olukorra tekkimise tagamaad on järgmised. 1998. a jõudis HIRLAMi numbriline mudel Eestisse kui üks osa HIRLAM uurimisprojektist, mil Tartu Observatooriumis hakati tegema teaduskoostööd HIRLAM konsortsiumiga mittehüdrostaatilise tuuma arendamiseks HIRLAMile. Arendustegevus on jätkunud kuni viimase ajani, loodud on kolm erinevat mittehüdrostaatilist tuuma (Rõõm, 2001; Männik jt, 2001, 2003; Rõõm jt, 2006a, b, c). Selgituseks: “mittehüdrostaatiline” tähendab, et dünaamikavõrrandeis on tarvis arvestada vertikaalsete kiirendustega, vastandina “hüdrostaatilisele” mudelile, kus vertikaalsed kiirendused tohib lugeda nulliks ja atmosfääri pidevalt staatilises tasakaalus olevaks, mille puhul atmosfäärisamba raskus oleks täpselt tasakaalus hüdrostaatilise rõhu poolt tekitatud üleslükkejõuga samba jalamil. Vajadus mittehüdrostaatilise dünaamika järele tekib, kui numbrilise mudeli lahutus saab nii suureks, et mudel hakkab “tundma” kiireid, lokaalseid



Joonis 7. EMHI numbrilise ilma-mudeli integreerimispiirkonnad ETA (lahutus 11 km) ja ETB (lahutus 3,3 km).

Figure 7. Integration areas of numerical weather models of the Estonian Institute of Meteorology and Hydrology: ETA (resolution 11 km) and ETB (resolution 3.3 km).

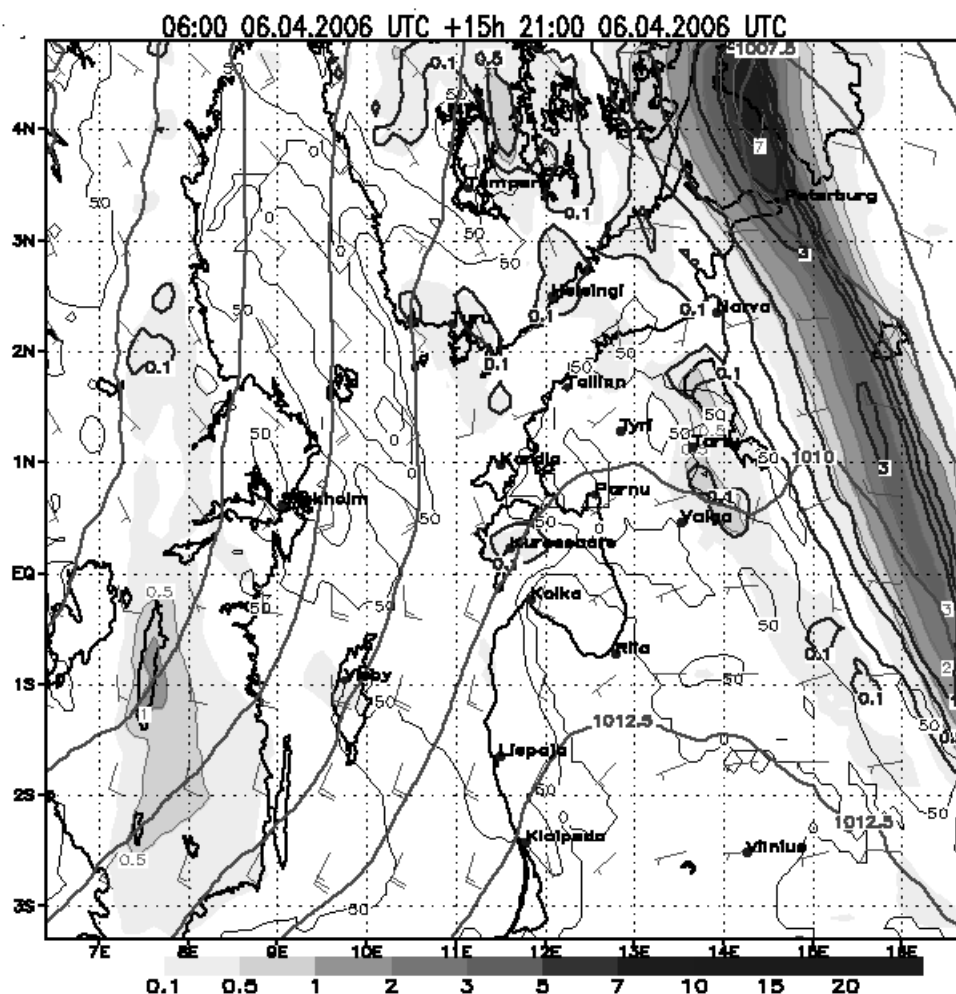
vertikaalliikumisi ja hüdrostaatilise tasakaalu lähendus muutub ebapiisavaks. Seega on mittehüdrostaatiline mudel suure lahutusega moodsatele ilmaennustusmodelitele tunnuslik.

Mittehüdrostaatilise tuuma arendustöö HIRLAM-ile jätkus 2002. aastast TÜ keskkonnanäilisika instituudis. Loodud uue mudeli katsetamiseks tegelikes ennustus-tingimustes sõlmiti kolmepoolne kokkulepe 2002. aasta augustis EMHI, Soome Meteoroloogiainstituudi (*Ilmatiede Laitos*) ja TÜ keskkonnanäilisika instituudi vahel, mille raames EMHI muretses “superarvuti” – kaheksasõlmelise kobararvuti, millel töötab TÜ keskkonnanäilisikute loodud mittehüdrostaatiline HIRLAM. Algandmeid saadakse numbrilise ennustuse tarvis Soome Meteoroloogiainstituudilt. Niisiis, tegemist on tegeliku ilmaennustusega, mida konfliktsituatsiooni (HIRLAM mudelit kasutatakse väljaspool konsortiumi) vältimiseks interpreteeritakse kõigi osapoolte kokkuleppel kui jätkuvat teaduslikku arendustegevust, mida see ju tegelikult ja sisuliselt ka on.

Praeguses versioonis toimub EMHI numbriline ennustus paralleelselt kahe HIRLAM versiooniga, mis kannavad nime ETA ja ETB. Esimene on 11 km lahutusega, 40-kihiline hüdrostaatiline mudel, teine on 3,3 km lahutusega 40-kihiline mittehüdrostaatiline mudel, millel toimubki mittehüdrostaatilise versiooni sisuline arendus. Vastavad integreerimispiirkonnad ETA ja ETB on näidatud joonistel 7 ja 8.

Ennustus tehakse 2 korda päevas (kell 9 ja kell 15) ulatusega 36 tundi. Pikema ennustuse tegemist on seganud ebapiisav arvutusvõimsus. On loota uue ja võimsama arvuti saamist 2006. a, mis annab võimaluse pikendada ennustusperioodi kuni kahe ja poole ööpäevani ning ühtlasi suurendada ETB piirkonda. Ka on plaanis, seoses sellega, et Eesti on nüüdseks ECMWF liige, hakata edaspidi algandmeid võtma Euroopa Ilmakeskusest. Ennustusnäide EMHI HIRLAM-iga on näidatud joonisel 8.

On ka lootus ja perspektiiv, et Eesti astub lähiajal ametlikult HIRLAM konsortiumi täisliikmeks. Seni segas seda tegemast muuhulgas asjaolu, et Eesti ei olnud ECMWF liige. Nimelt on kitsendus, et HIRLAM liikmeks saab olla vaid ECMWF liikmesriik, tingitud asjaolust, et HIRLAMil on väga suur ühisosa ECMWF mudeliga, kuni osaliselt ühtelangevate numbriliste algoritmideni välja. Mõnes mõttes võib ja saab seetõttu vaadata HIRLAMit kui ECMWF globaalmudeli regionaalvarianti. Nüüd, kus Eesti on alates novembrist 2005 ECMWF liige, on see tõke kadunud.



Joonis 8. Näide ETA ennustusest + 15 h: sademed, tuul ja õhurõhk merepinnal.

Figure 8. An example of an ETA area forecast + 15 h: precipitation, wind and the underlying surface pressure.

4. Lõpetuseks

Kombineerides ECMWF suure sammuga globaalennustust omatehtud HIRLAM regionaalennustusega, on EMHI saanud enda käsutusse maailma võimsaimad ja kaasaegseimad ilmennustusvahendid ning on koostöös TÜ keskkonnanäüsika instituudiga tõstnud Eesti maailma ilmaennustuse esirinda. Ilmaennustuse kvaliteedi kiiret paranemist viimasel ajal on tõesti olnud ka tunda.

Meil on tavaks võrrelda ennast lähinaabritega igal võimalusel ja igal elualal. On heameel tõdeda, et vähemalt idapoolsetest ja lõunapoolsetest lähinaabritest on Eesti tänu integreerumisele Euroopa Ilmakeeskusega ECMWF ja aktiivsele osalusele HIRLAMi arenduses pika sammuga möödunud.

Kirjandus

- Männik, A. and Rõõm, R., 2001. Non-hydrostatic adiabatic kernel for HIRLAM. Part II: Anelastic, hybrid-coordinate, explicit-Eulerian model. HIRLAM Technical Report, 49, 54 p. <http://hirlam.knmi.nl/hirlam/TechReports/TR49ab.html>
- Männik, A., Rõõm, R., Luhamaa, A., 2003. Nonhydrostatic generalization of a pressure-coordinate-based hydrostatic model with implementation in HIRLAM: validation of adiabatic core. *Tellus*, 55A, 219–231.
- Rõõm, R., 2001. Nonhydrostatic adiabatic kernel for HIRLAM. Part I: Fundamentals of nonhydrostatic dynamics in pressure-related coordinates. HIRLAM Technical Report, 48, 26 p. <http://hirlam.knmi.nl/hirlam/TechReports/TR48ab.html>
- Rõõm, R., Männik, A., 2002. Nonhydrostatic adiabatic kernel for HIRLAM. Part III: Semi-implicit Eulerian scheme. HIRLAM Technical Report, 55, 29 p. Available from the HIRLAM member institutes or <http://hirlam.knmi.nl/hirlam/TechReports/TR55ab.html>
- Rõõm, R., Männik, A., Luhamaa, A., 2006a. Nonhydrostatic adiabatic kernel for HIRLAM. Part IV: Semi-implicit semi-Lagrangian scheme. HIRLAM Technical Report, 65, 42 p. <http://hirlam.knmi.nl/hirlam/TechReports/TR65.html>

From Metobs to HIRLAM. Numerical Weather Prediction Development in Estonia

Rein Rõõm

Institute of Environmental Physics, University of Tartu

Summary

Recent developments in European numerical weather prediction are highlighted and the genesis of Estonian numerical weather prediction, resulting from the fruitful cooperation between the Estonian Meteorological Institute, the Institute of Environmental Physics of the University of Tartu, and the Finnish Meteorological Institute, the HIRLAM Consortium member and representative, is overviewed in a popular form.

Atmosfäär-meri süsteemide modelleerimine

Rein Tamsalu¹, Vladimir Zakharov², Vladimir Zalesny³, Harri Kuosa⁴

¹Tartu Ülikooli Eesti Mereinstituut, ²P.P. Širšovi nim Okeanoloogia Instituut,

³Venemaa TA Numbrilise Matemaatika Instituut, ⁴Helsinki Ülikool

1. Atmosfäär-meri terviksüsteemi modelleerimisest

Heino Tooming on 2005. aasta Horisondis kirjutanud.

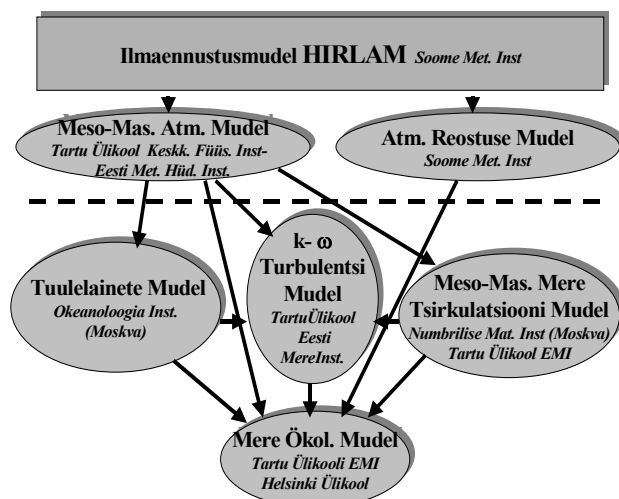
- *Teame, et maailm on ühtne ja keeruline ning suur on ahvatlus mõista looduse mitmekesisust.*
- *Seni on teadus püüdnud valdavalt lahutada maailma koostisosadeks, et nende kaudu uurida looduse olemust.*
- *Kuid terviksüsteemidel on omadusi, mis puuduvad looduse osistel ja ilmnevad alles siis, kui üksikelemendid ühinevad süsteemideks.*

Alates John von Neumannist on püütud nii atmosfääri kui ka mere koostisosi modelleerida arvutitel. Arvutite ja mudelite arenedes on hakatud neid osamudeleid ühildama liikudes sellega tasa-tasa looduse osistelt mudelitelt terviksüsteemi poole.

Eesti, Soome ja Vene teadlased on koostöös koostanud atmosfäär-meri-hüdro-ökoloogiliste mudelite süsteemi FRESCO, mis koosneb laias laastus järgnevatest osadest:

- *Ilmaennustusmudel HIRLAM* lükkab käima
- Tartu Ülikooli ja Eesti Meteoroloogia ja Hüdroloogia Instituudi *mesomastaapse atmosfääri mudeli* (Männik jt, 2003) ning
- Soome Meteoroloogia Instituudis loodud *atmosfääri reostuse mudeli HILATAR* (Hongisto, 2003).
- Meremudelist alustab esimesena *tuulelainete mudel*, mille on koostanud Moskva Okeanoloogia Instituudi teadlased Zakharov, Zaslavskii ja Kabatchenko (Zakharov, Smilga, 1981; Zaslavskii, 1989).
- Tuulelainete ja atmosfääri mudelist saab impulsi *turbulentsi $k - \omega$ mudel* (Warner jt, 2005; Tamsalu jt, 2005), mis koostöös
- *mittehüdrostaatilise mere tsirkulatsiooni mudeliga* paneb liikuma vee ning kujundab välja mere termohaliinse struktuuri (Zalesny jt, 2004; Tamsalu jt, 2005). See osa on Tartu Ülikooli Eesti Mereinstituudi ja Numbrilise Matemaatika Instituudi (Moskva) ühistöö.
- Viimasena asub tööle *mere ökoloogiline mudel*, mille on koostanud Tamsalu Tartu Ülikooli Eesti Mereinstituudist ja Kuosa Helsinki Ülikoolist (Tamsalu jt, 2003; Tamsalu jt, 2005).

Atmosfäär-meri mudelite kompleksi struktuur on esitatud joonisel 1.



Joonis 1. Atmosfäär-meri mudelite struktuur.
Figure 1. Structure of Atmosphere-Sea models.

Järgnevalt vaatleme põgusalt vaid meres toimivaid protsesse ja nende modelleerimist.

2. Tuulelainete modelleerimine

Läänemeres on kasutatud erinevatel aegadel erinevaid tuulelainete mudeleid. Toome siin ära kolm:

- WAM (*WAve Model*)
- MIKE 21 NSW
- NDA (*Narrow-Directional Approximation*)

WAM on neist vast kõige enam levinud. WAM mudel on kasutusel ka HIRLAMi prognoosi arvutustel (Kahma jt, 1997). See on kolmanda generatsiooni lainetuse mudel, mis on välja töötatud rahvusvahelise teadlaste grupi poolt (Komen jt, 1994).

WAM ja NDA mudelid on samadel alustel koostatud mudelid ning mõlemate täpsus sõltub põhiliselt etteantud tuule välja täpsusest. Nii WAM kui ka NDA lähtuvad kineetilisest võrrandist (Hasselmann, 1961). Kuna algset kineetilist võrrandit, tema mittelineaarsuse tõttu, on äärmiselt keeruline lahendada just praktiliste ülesannete juures, siis teostatakse siin teatavaid lihtsustusi. Erinevus kahe mudeli vahel tuleb mittelineaarsete liikmete koosmõju esitusest. WAM mudelis esitatakse mittelineaarne koosmõju diskreetset lähendit kasutades. NDA mudelis kasutatakse mittelineaarsete liikmete esitusel väikese parameetri järgi ritta aetud lähendit. Väike parameeter saadakse kitsasuunalisest (*narrow-direction*) lähendist, mis põhineb tuulelainete omapärale. Tuulelainete kulgemisel ei ole kõrvalekalle põhisuunast suurem kui 30°, mis moodustab kompassi 360°-st väiksema osa kui 0,1, mis on võetud väikeseks parameetriks. See jääb ka kineetilise võrrandi täpsuse piiridesse. Praktiliste ülesannete lahendamisel on siin oluline moment see, et kitsasuunaline lähend võimaldab NDA mudelis saada kuni 100-kordset arvutuskiruse võitu võrreldes diskreetse lähendiga WAM mudelis. NDA mudel võimaldab kasutada tihedamat arvutusvõrku ning seega oluliselt paremini tuua esile põhja reljeefi omapära

rannikumeres. Kasutades *zoom*-tehnoloogiat on Tallinna lahe arvutustes võrgusamm viidud HIRLAMi prognoosiga võrreldes üle 20 korra väiksemaks, võimaldades PC-l ikkagi ennustuse ja tegeliku olukorra kulgemise suhet 1/10.

MIKE 21 NSW tuulelainete mudel on põhimõtteliselt teistel alustel püstitatud mudel. See on integraalne parametrizeeritud mudel, mis on kirjutatud tuulelaine spektri kahele momendile: nullindale ja esimesele momendile. Selline mudel saadakse kineetilise võrrandi integreerimisel sageduse järgi. Esimese sarnase mudeli esitasid Zakharov ja Zaslavskij, kes on ka NDA mudeli autorid. Põhiliseks parametrizeeritud integraalse mudeli kasutamise tingimuseks on automodeelse tuulelainete spektri olemasolu. Selline tingimus eksisteerib sügava mere puhul, kui $k_m H > 4$. Siin k_m on laine arv ja H on mere sügavus. Madalas meres, kuhu kuulub ka Soome laht, selline tingimus ei ole täidetud. Teiseks oluliseks puuduseks on see, et kineetilise võrrandi põhitegur, mittelineaarne koosmõju kirjeldav liige parametrizeeritud mudelites muutub nulliks integraalsete jäävuse seaduste alusel ning allikate ja väljundite kirjeldamiseks kasutatakse empiirilisi koefitsiente, mis leitakse normatiivsetest dokumentidest (*Shore Protection Manual*), ning neid on kümneid ja nad erinevad üksteisest kordades.

NDA ja veel rohkem WAM-i puuduseks on see, et need ei võimalda kasutada kõrget lahutusvõimet, mida suudab MIKE 21 NSW, kuid see ei kirjelda jälle paljusid olulisi lainetuse protsesse. Oskuslikul tegutsemisel on võimalik kahte lähenemist ühendada. Võttes alg- ja rajatingimused WAM-i või NDA mudelist ning interpoleerides need kõrgema lahutusvõimega võrku võib igal WAM-i või NDA ajasammul näiteks lahendada MIKE tüüpi ülesannet.

FRESCO mudelite kompleksis on kasutatud NDA mudelit, mille kirjeldus on toodud alljärgnevalt.

Tuulelainete arvutamiseks kasutatakse lainete spektri $N(\omega, \theta) = S(\omega, \theta) / \omega$ transpordi võrrandit:

$$\left[\frac{\partial}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial \lambda} c_\lambda + \frac{\partial}{\partial \varphi} c_\varphi + \frac{\partial}{\partial \theta} (c_\theta + c_{ref}) \right] N = P^+ + P^0 + P^-,$$

kus S on energia spekter, ω on laine sagedus, θ on laine suund, φ on geograafiline laius, λ on geograafiline pikkus, $c_\varphi = c_g \sin \theta / R$, $c_\lambda = c_g \cos \theta / (R \cos \varphi)$, $c_\theta = -c_g \tan \varphi \cos \theta / R$, $c_g = c(1 + 2kH / \operatorname{sh}(2kH)) / 2$ – grupi kiirus, $c = [gth(kH)/k]^{1/2}$ – faasi kiirus, $c_{ref} = \omega \left(\frac{\partial H}{\partial \lambda} \frac{\sin \theta}{\cos \varphi} - \frac{\partial H}{\partial \varphi} \cos \theta \right) / (\operatorname{sh}(2kH)R)$,

R on Maa raadius, P^+ kirjeldab tuulelt saadud energiat, P^0 kirjeldab mittelineaarsete liikmete ülekannet spektris, P^- kirjeldab dissipatsiooni. Mittelineaarne liiget P^0 on Hasselmann (1962) kirjeldanud järgnevalt:

$$P^0 \equiv \frac{\partial N_0}{\partial t} = 4\pi \int T_{0,1,2,3}^2 \delta(\mathbf{k} + \mathbf{k}_1 - \mathbf{k}_2 - \mathbf{k}_3) \delta(\omega_0 + \omega_1 - \omega_2 - \omega_3) N_0 N_1 N_2 N_3 \times \\ \left[\frac{1}{N_0} + \frac{1}{N_1} - \frac{1}{N_2} - \frac{1}{N_3} \right] d\mathbf{k}_{1,2,3} = I_4(N(\mathbf{k})),$$

kus $I_4(N)$ kirjeldab nelja-laine koosmõju (vt Komen jt, 1994). Selle liikme kirjeldamine on ka kogu ülesande võti. Zakharov ja Smilga (1981) võtsid kasutusele kitsasuunalise parameetri

$$\Delta(k_x) = \chi^2(k_x) / k_x^2,$$

mis võimaldab kasutada väikese parameetri kahanevat rida. Siin

$$\chi^2(k_x) = \int k_y^2 N(\mathbf{k}) dk_y / \bar{N}(k_x), \quad \bar{N}(k_x) = \int N(\mathbf{k}) dk_y.$$

Telg k_x on suunatud laine leviku suunas. Lõppkokkuvõttes saame süsteemi $\bar{N}(k)$ ja $\Delta(k)$ arvutamiseks:

$$\frac{\partial \bar{N}(k_x)}{\partial t} = a_1 \frac{\partial^2}{\partial k_x^2} [\ln[\Delta^{-1}(k_x)] a_1(k) \Delta(k_x) k_x^{19/2} \bar{N}^3(k_x)],$$

$$\frac{\partial (\Delta(k_x) \bar{N}(k_x))}{\partial t} = a_2(k) \bar{N}^3(k_x) \Delta(k_x) \ln[\Delta^{-1}(k_x)].$$

Mõjuv jõud P^+ kirjutatakse Miles' kujul

$$P^+ = \beta(k, U) \cdot \omega(k) N(k),$$

$$\beta = 22 \frac{\rho_a}{\rho_w} \left(\frac{\omega U_*}{g} \right)^2, \quad (\omega_{ls} < \omega < \omega_{mp}).$$

Siin $\rho_a / \rho_w \cong 1,3 \times 10^{-3}$ on õhu ja vee tiheduste suhe; U_* on tuule hõõrdekiirus. Hõõrdetegur ja põhjakiirus omavad kuju:

$$P^-_b = -\frac{\alpha f_w}{H} \frac{kH}{sh(kH)} u_b N(k); \quad u_b = \left[\int \frac{\omega^2}{sh^2(kD)} S(\omega) d\omega \right]^{1/2}.$$

Siin $\alpha = \frac{8}{3\pi}$, f_w on põhjahõõrdetegur.

3. Tsirkulatsiooni modelleerimine

Mõjuvad jõud tuulelainete, tsirkulatsiooni ja turbulentsi mudelitele töötatakse välja ilmaennustusmudeliga. Kuna tegemist on rannikuäärse alaga, kus muutused on suhteliselt suured, siis kasutatakse siin kõrge lahutusvõimega Tartu Ülikooli keskkonnafüüsika instituudis, koostöös Eesti Meteoroloogia ja Hüdroloogia Instituudiga (EMHI) ja Soome Meteoroloogia Instituudiga (FMI) väljatöötatud meso-mastaapset mitte-hüdrostaatilist mudelit (Männik jt, 2003). See mudel on Iirimaa, Islandi, Hispaania, Hollandi, Norra, Rootsi, Soome ja Taani teadlaste koostöös valminud HIRLAMI mudelite kompleksi osa.

Atmosfääri ja vee tsirkulatsiooni modelleerimine on hüdrodünaamika ülesanne. Hüdrodünaamika on teadusharu, mis käsitleb vedelike liikumise seaduspärasusi pidevas keskkonnas (ei arvestata molekulaarset struktuuri). Üldjuhul on vedelike liikumine reaalses keskkonnas kirjeldatav Navier-Stokesi võrranditega või ka näiteks Hamiltoni võrranditega. Kuna Hamiltoni süsteemis on tegu Coriolisi jõu approksimeerimisega, siis kasutatakse enam Navier-Stokesi süsteemi. Võrrandid on küll olemas, kuid nende lahendamiseks on probleeme. Juba pooleteise sajandi jooksul on asjatult otsitud neile täpset lahendit. Kui jätta kõrvale mõned lihtsustatud juhud hüdraulikas, piirikihi teoorias, lainetuses (Korteweg de Vries võrrand) ja veel mõned juhud, siis paistab täpse lahendi otsimine Navier-Stokesi võrranditele lootusetu ettevõtmisena. Kuna hüdrodünaamika võrrandite lahendamise taga on peale ilmaprognoosi ja merevee tsirkulatsiooni veel paljud rakenduslikud probleemid aerodünaamikas, laevaehituses, hüdrotehniliste ehitiste projekteerimisel jne, siis ei saa me Navier-Stokesi võrranditest üle ega ümber. Kui täpseid lahendeid ei leita, siis tuleb leida ligikaudsed lahendid, näiteks numbrilised lahendid. Numbriliste lahendite arengus on oluline roll ilmaprognoosi koostamisel, mis väidetavalt sai alguse 19. saj Pariisist, kus 1854. a koostati esimene Balaklava katastroofilise tormi järgne ilmakaart. Teadusliku aluse ilmaprognoosile pani Vilhelm Bjerkness 20. saj algul, kes esimesena sidus probleemi hüdrodünaamika võrranditega. Tema koos Ekmaniga pani aluse ka meremudelite koostamisele. Kuigi tol ajal puudusid vahendid ilmaprognoosi võrrandite lahendamiseks, pani V. Bjerknessi poolt loodud Bergeni kool aluse kaasaegsele ilma- ja mereprognoosile. Järgmine samm ilmaprognoosi suunas tehti Inglismaal aastal 1922 L. Richardson poolt, kes esimesena integreeris ilmaprognooside numbriliste meetodite abil.

Veetsirkulatsiooni mudelid jäid oma arengus atmosfääritsirkulatsiooni mudelitele tublisti alla. Põhjus on lihtne. Meremudelitele ei olnud sellist tugevat tellijat nagu atmosfääri mudelitele, kus peamiseks tellijaks oli rikas riik. Tellija rolli teadvustamine teaduses ja ka kunstis on jäänud tänamatult tagaplaanile, kuigi ajaloost on teada, et arukas tellija võib vahel suunata asjade kulgu isegi rohkem kui tegija. Nii telliti Keplerilt integraali arvutusmetoodika veinipruulijast isa poolt, kes tahtis täpsustada vaadis loksuva märjakese täpset hulka. Abbat Suger'i (Sugerius) ise kunstis ja arhitektuuris midagi oma kätega loomata, kujundas tellijana välja gooti stiili. Teda juhatas Jumalik anne. Tihti on rikkaid tellijaid juhatanud ka saatana sõrm, seades sellega ohtu kogu ümbritseva elusa ja eluta looduse. Sellisteks tellijateks olid näiteks Stalin, Hitler ja teised nendesugused. Kaasaegses Eestis pürgivad ohtlikeks suur-tellijateks uus-rikkad, kes tihti saavad tuge ka kasuahnetelt rahvaesindajatelt.

Nüüd, kus rannikumere probleemid (*Coastal Engineering*) on muutunud tõsiseks tegijaks, hakkavad ka meremudelid iseseisvuma ja kiiremini arenema. Seda küll peaaegu

et kohustuslikus koostöös ilmaprognoosi mudelitega.

Vee tsirkulatsiooni mudeli moodustavad kolmemõõtmelised vaba veepinnaga hüdrodünaamika võrrandid, mis koosnevad Boussinesq'i lähenduses kirjutatud liikumise võrranditest, kiiruse komponentidele u , v ja w , transport-difusiooni võrranditest temperatuurile T ja soolsusele S . Siia lisanduvad veel pidevuse võrrand kokkusurumatule vedelikule ja merevee tiheduse arvutamiseks vajalik olekuvõrrand. Meretsirkulatsiooni mudeli võrrandid on toodud algjärgnevalt (Zalesny ja Tamsalu, 2004; Zalesny jt, 2004):

$$\frac{du}{dt} + mn \frac{\partial(m^{-1})}{\partial\phi} uv + n w u - \hat{f}v + \tilde{f}w = -\frac{m}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial\lambda} + \Lambda_M u,$$

$$\frac{dv}{dt} - mn \frac{\partial(m^{-1})}{\partial\phi} uv + n w v + \hat{f}u = -\frac{n}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial\phi} + \Lambda_M v,$$

$$\frac{dw}{dt} - n(u^2 + v^2) - \tilde{f}u = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial z} + b + \Lambda_M w,$$

$$mn \left[\frac{\partial}{\partial\lambda} \left(\frac{u}{n} \right) + \left(\frac{v}{m} \right) \right] + \frac{\partial w}{\partial z} = 0,$$

$$\frac{d(T, S)}{dt} = \Lambda_H(T, S),$$

$$b = b(T, S, p).$$

Siin

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + um \frac{\partial}{\partial\lambda} + vn \frac{\partial}{\partial\phi} + w \frac{\partial}{\partial z},$$

$$\Lambda_{M,H} = mn \left(\frac{\partial}{\partial\lambda} \frac{m}{n} A_{M,H} \frac{\partial}{\partial\lambda} + \frac{\partial}{\partial\phi} \frac{n}{m} A_{M,M} \frac{\partial}{\partial\phi} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \frac{K_{M,H}}{2} \frac{\partial}{\partial z}.$$

$K_{(M,H)}$ on turbulentsi vertikaalne koefitsient, $A_{(M,H)}$ on turbulentsi horisontaalne koefitsient, $\hat{f} = 2\Omega \sin\phi$, $\tilde{f} = 2\Omega \cos\phi$, Ω on Maa pöörlemise nurkkiirus, $m = 1/R \cos\phi$, $n = 1/R$, R on Maa raadius, λ on geograafiline pikkus, ϕ on geograafiline laius, z on alla suunatud vertikaalne koordinaat, p on rõhk, $b = g(\rho - \rho_0)/\rho_0$, ρ on vee tihedus, ρ_0 on suhteline tihedus, g on raskuskiirendus.

4. Turbulentsi modelleerimine

Turbulentsi modelleerimisel kasutatakse $k - \omega$ mudelit, mis kirjeldab turbulentsi kineetilist energiat

$$\frac{dk}{dt} - \Lambda_k k = 2(c_\mu^0)^2 \gamma_1 k \omega^{-1} - (c_\mu^0)^4 k \omega,$$

ja turbulentsi kadu sagedust

$$\frac{d\omega}{dt} - \Lambda_{\omega}\omega = 2(c_{\mu}^0)^2 \gamma_2 - c_2(c_{\mu}^0)^4 \omega^2.$$

Turbulentsi koefitsient arvutatakse järgneva seosega $K_M = 2(c_{\mu}^0)^2 S_M k / \omega$;
 $K_H = 2(c_{\mu}^0)^2 S_H k / \omega$.

Turbulentsi kujundavad jõud on seotud atmosfääri ja mere tsirkulatsiooni ning tuulelaineruse mudelitega näiteks järgnevate seoste ja rajatingimuste kaudu.

$$\gamma_1 = S_M M_T^2 - S_H N_T^2; \quad \gamma_2 = c_1 S_M M_T^2 - c_3 S_H N_T^2; \quad M_T^2 = \left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z}\right)^2;$$

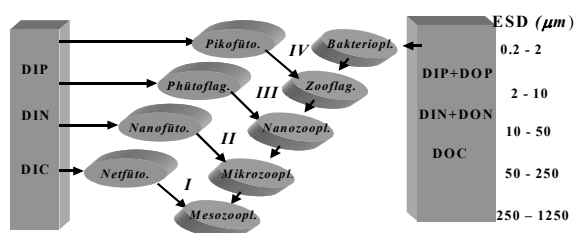
$$N_T^2 = \frac{\partial b}{\partial z}.$$

$$\left(\frac{K_M}{\sigma_k} + \nu_l\right) \frac{\partial k}{\partial z} = -\frac{1}{\rho_0} ((u_*^S)^3 - \rho_0 g \int_{kb}^{\infty} \beta(k_x, U_*) \sigma^2(k_x) N(k_x) dk_x).$$

Siin c_1, c_2, c_3 ja c_{μ}^0 on universaalsed koefitsiendid ja S_M ja S_H on stabiilsusfunktsioonid.

5. Mere ökosüsteemi modelleerimine

FRESCO kompleksi vee ökosüsteemi mudel on fokuseeritud toitainete (fosfor, lämmastik, süsinik, räni) ringkäigu kirjeldamisele vees, settes ja vee-elukates. Kuna vee-elukate liike on tuhandeid, siis ei ole võimalik tänapäeval teostada liigipõhist ja ammugi mitte indiviidipõhist modelleerimist. Tuleb teha lihtsustusi. Selleks vaatleme vaid planktonkooslust, jaotades koosluse suurusklassideks. Sarnaselt Moloney ja Field (1991) ning Tamsalu ja Ennetiga (1995) kasutame nelja suurusklassi kolmikut ehk tripletti. Iga kolmik koosneb ühest autotroofist ja kahest heterotroofist. Suurema suurusklassi heterotroof tarbib järgmise väiksema suurusklassi autotroofi ja heterotroofi, ja seda kuni viimase kolmikuni, kus zooplanktonit asendab heterotroofne bakteeroplankton (joonis 2).



Joonis 2. Suurusklassile põhinev planktonkooslus.
Figure 2. Size-dependent plankton community.

Suurusklassidel põhinev planktonkooslus koosneb neljast autotroofist (netfütoplankton, nanofütoplankton, fütoflagellates ja pikofütoplankton) ja viiest heterotroofist (mesozooplankton, mikrozooplankton, nanozooplankton, zooflagellates ja heterotroofne bakterioplankton). Aineringlust juhivad biokeemilised reaktsioonid ja settimine. Üheks olulisemaks reaktsiooniks on toitainete omistamine fütoplanktonite ja bakterioplanktoni poolt. Need on kasvureaktsioonid, mis alates Volterrast (1932) kirjeldatakse mittelineaarse funktsioonina toitainete hulgast ja omistaja massist. Reaktsiooni kiirust reguleerib vee temperatuur ja fütoplanktonil ka valgus (fotosüntees). Zooplanktoni kasvu reguleerib samuti mittelineaarne kasvureaktsioon, mis sõltub suuruselt järgmise väiksema klassi autotroofi ja heterotroofi biomassi summast ning oma biomassist, reguleerituna veetemperatuurist. Heterotroofi kasvureaktsioon kannab energiat mööda suurusklassi spektrit väiksemalt suuremale edasi. Kadureaktsioonid on lineaarsed, sõltudes oma biomassist reguleerituna veetemperatuuri funktsioonist. Kadureaktsioonid muudavad põhimõtteliselt elusaine jälle toitaineteks, seda siis otse või detriidi vahendusel. Reaktsioonide erikiirused on funktsioonid suurusklassi individuaalsest massist astmes $-1/4$. Sellise seaduspärasuse leidsid Moloney ja Field (1991) eksperimentaalselt ja Tamsalu (1998) sarnasusteooriat kasutades.

6. Numbriline lahend

Kuna põhitähelepanu modelleerimisel on pööratud rannäärsele piirkonnale, kus on suured sügavuste gradiendid, siis läheme 3D võrrandites z koordinaatsüsteemist üle $\sigma = (z - \zeta)/(H - \zeta)$ süsteemile. See teeb küll võrrandid tublisti keerulisemaks, kuid võimaldab täpsemalt kirjeldada protsesse rannakaldel. Eriti oluline on see dünaamika kirjeldamisel põhjalähedastes kihtides mittehüdrostaatilises režiimis. Esimesena võttis σ koordinaatsüsteemi kasutusele Phillips (1957).

Läänemeres kasutasid σ koordinaatsüsteemi esimesena Kullas ja Tamsalu (1974). Kuna FRESCO meremudelite kompleks on suunatud PC kasutajatele, siis on vaja koostada kiireid ökonoomseid numbrilisi skeeme. Selliste skeemide loomisel on tõhusaks abiliseks lõhustamismeetod (*split-up*).

$$\begin{cases} \frac{\partial \varphi}{\partial t} + A\varphi = f, & t \in (t_0, T] \\ \varphi = \varphi^0 & t = t_0 \end{cases},$$

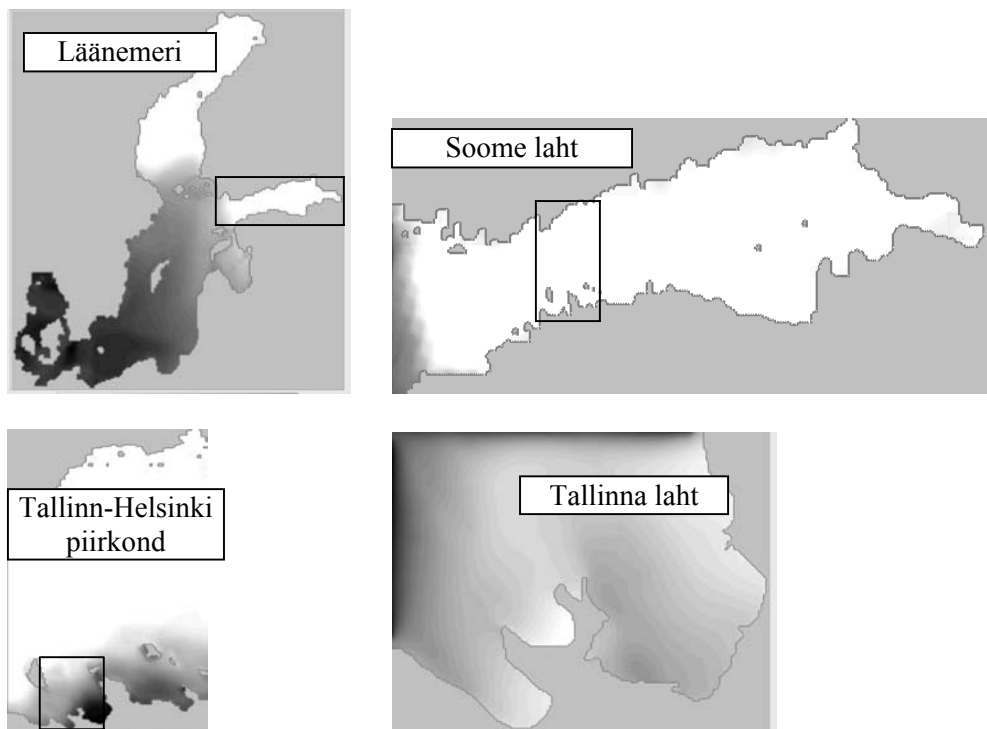
kus A on mittenegatiivne operaator, mis esitatakse kujul

$$A = \sum_{i=1}^I A_i \quad \text{kui} \quad A_i \geq 0, \quad \forall i, \quad f_i = \sum_{i=1}^I f_i.$$

Lahendades probleemi ajavahemikus $t \in (t_0, t_1]$, kasutame järgnevat protseduuri

$$\begin{aligned} \frac{\partial \varphi_1}{\partial t} + A_1 \varphi_1 &= f_1, & \varphi_1(t_0) &= \varphi^0 \\ \frac{\partial \varphi_2}{\partial t} + A_2 \varphi_2 &= f_2, & \varphi_2(t_0) &= \varphi_1(t_1) \end{aligned}$$

$$\frac{\partial \varphi_I}{\partial t} + A_I \varphi_I = f_I, \quad \varphi_I(t_0) = \varphi_{I-1}(t_{i-1}).$$



Joonis 3. Hüdro-ökoloogilise mudeli neli lahenduspiirkonda.

Figure 3. Four modelling domains of the hydro-ecological model.

Läänemeri (Baltic Sea)

– võrgusamm (Grid size) – 3 meremiili (nm)

Soome laht (Gulf of Finland)

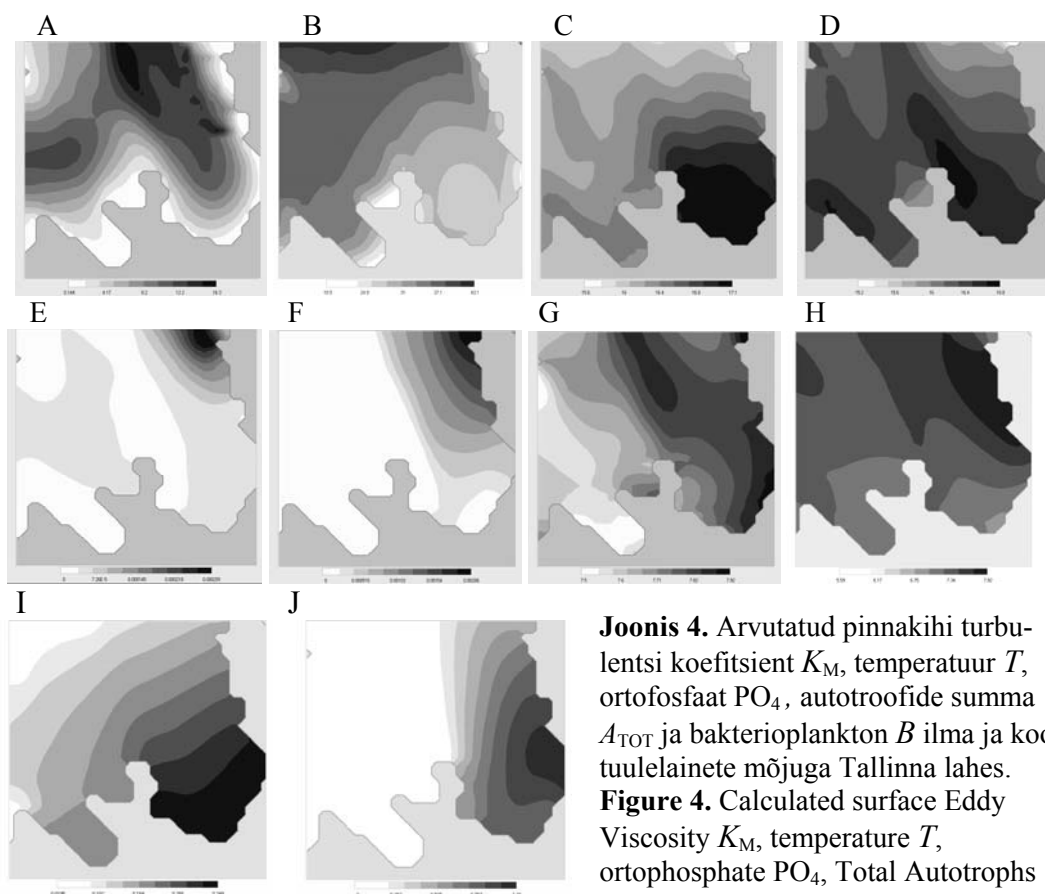
– võrgusamm (Grid size) – 1 meremiil (nm)

Tallinn-Helsinki piirkond (area)

– võrgusamm (Grid size) – 1/4 meremiili (nm)

Tallinna laht (Tallinn Bay)

– võrgusamm (Grid size) – 1/20 meremiili (nm)



Joonis 4. Arvutatud pinnakihi turbulentsi koefitsient K_M , temperatuur T , ortofosfaat PO_4 , autotroofide summa A_{TOT} ja bakterioplankton B ilma ja koos tuulelainete mõjuga Tallinna lahes.
Figure 4. Calculated surface Eddy Viscosity K_M , temperature T , orthophosphate PO_4 , Total Autotrophs A_{TOT} and Bacterioplankton B without and with the influence of wind waves in the Tallinn Bay.

- A. K_M ilma tuulelainete mõjuga (without wind waves);
 $K_M(\min) = 0.14 \text{ cm}^2/\text{s}$; $K_M(\max) = 16.3 \text{ cm}^2/\text{s}$;
- B. K_M koos tuulelainete mõjuga (with wind waves);
 $K_M(\min) = 18.9 \text{ cm}^2/\text{s}$; $K_M(\max) = 43.1 \text{ cm}^2/\text{s}$;
- C. T ilma tuulelainete mõjuga (without wind waves); $T(\min) = 15.6 \text{ }^\circ\text{C}$; $T(\max) = 17.1 \text{ }^\circ\text{C}$;
- D. T koos tuulelainete mõjuga (with wind waves); $T(\min) = 15.2 \text{ }^\circ\text{C}$; $T(\max) = 16.8 \text{ }^\circ\text{C}$;
- E. PO_4 ilma tuulelainete mõjuga (without wind waves);
 $PO_4(\min) = 0.0 \text{ g/cm}^3$; $PO_4(\max) = 0.00032 \text{ g/cm}^3$;
- F. PO_4 koos tuulelainete mõjuga (with wind waves);
 $PO_4(\min) = 0.0 \text{ g/cm}^3$; $PO_4(\max) = 0.0026 \text{ g/cm}^3$;
- G. A_{TOT} ilma tuulelainete mõjuga (without wind waves);
 $A_{TOT}(\min) = 7.5 \text{ g/cm}^3$; $A_{TOT}(\max) = 7.9 \text{ g/cm}^3$;
- H. A_{TOT} koos tuulelainete mõjuga (with wind waves);
 $A_{TOT}(\min) = 5.6 \text{ g/cm}^3$; $A_{TOT}(\max) = 7.9 \text{ g/cm}^3$;
- I. B ilma tuulelainete mõjuga (without wind waves); $B(\min)=0.0 \text{ g/cm}^3$; $B(\max)=1.01 \text{ g/cm}^3$;
- J. B koos tuulelainete mõjuga (with wind waves); $B(\min) = 0.02 \text{ g/cm}^3$; $B(\max)=0.35 \text{ g/cm}^3$.

Kui kasutada lõhustatud protseduuride lahendamisel ilmutamata skeeme, siis on probleem absoluutselt stabiilne ja aproksimeerib püstitatud ülesannet (Marchuk, 1980; 1988). Juhul, kui operaator A_i sisaldab ruumikoordinaadi tuletisi, siis lahendatakse osaülesanne numbriliselt, kui aga mitte, siis leitakse osaülesandele globaalse Δt piires analüütiline lahend. Rõhk p esitatakse summana hüdrostaatilisest rõhust p' ja mittehüdrostaatilisest rõhust \hat{p} , kusjuures mittestatsionaarsele rõhule koostatakse analoogselt Marshalliga (1998) Poissoni võrrand. Selleks, et vältida tuntud probleeme rõhugradiendi liikme aproksimeerimisega, kasutame spetsiaalset numbrilist lähendit, mis on esitatud Marchuk jt (2003) artiklis. Täpsema lahendi saavutamiseks rannaäärses tsoonis kasutatakse *zoom*-lahendite kombineerimist (vt joonis 3). See võimaldab kasutada alla 100 m võrgusammu meid huvitavas piirkonnas.

7. Numbriline eksperiment: Tuulelainete mõju hüdro-ökosüsteemile

Tuulelainete mõju uurimisel Tallinna lahe hüdro-ökosüsteemile kasutati atmosfäär-meri-hüdro-ökosüsteemide mudelite kompleksi FRESCO. Numbriline eksperiment teostati 2004. aasta reaalsetes tingimustes. Tulemused on toodud joonisel 4. Nagu näha on tuulelainete mõju nii hüdrodünaamikale kui ka ökosüsteemile märgatav. Turbulentsi koefitsiendi väärtused tuulelaineid arvestades kasvasid kümneid kordi ja seda eriti rannakaldel. Vastavalt sellele muutusid ka hüdro-ökosüsteemi karakteristikute struktuur ja väärtused. On ilmne, et rannakaldel on tuulelainete roll koos mittehüdrostaatilisest režiimi arvestamisega olulisteks tegijateks hüdro-ökoloogiliste protsesside modelleerimisel.

8. Kokkuvõte

- Artiklis on näidatud multidistsiplinaarse numbrilise mudeli FRESCO kasutamist atmosfääri dünaamika, tuulelainete ja mere hüdro-ökosüsteemi modelleerimisel Tallinna lahes.
- FRESCO mudelite kompleksi numbriline meetodika põhineb füüsikaliste ja biokeemiliste protsesside lõhustamisel. See meetod ei võimalda organiseerida mitte ainult efektiivset integreerimist, vaid aitab ka konstrueerida mudelite hierarhiat.
- Mudelite kompleksi kasutati tuulelainete mõju uurimisel hüdro-ökosüsteemi karakteristikutele.
- Tuulelainete mõju hüdro-ökosüsteemi komponentidele oli eriti ilmne rannakaldel.

Kirjandus

- Hasselmann, K., 1962. On the nonlinear energy transfer in a gravity wave spectrum. Part 1. General theory. *Journal of Fluid Mechanics*, 12, 481–500.
- Hongisto, M., 2003. Hilatar, a limited area simulation model for acid contaminants. Part I. Model description and verification. *Atmos. Environ.* 37/11, 1535–1547.
- Komen, G. J., Cavaleri, L., Donelan, M., Hasselmann, K., Hasselmann, S., Janssen, P. E. A. M., 1994. *Dynamics and Modelling of Ocean Waves*. Cambridge University Press, 532 pp.
- Kullas, T., Tamsalu, R., 1974. A baroclinic model of the Baltic Sea circulation. ICES Special Meeting on Models of Water circulation in the Baltic, Copenhagen, 21 p.
- Marchuk, G. I., 1980. *Methods of computational mathematics*. Nauka, Moscow, 536 pp.
- Marchuk, G. I., 1988. *Splitting-up methods*. Nauka, Moscow, 246 pp.

- Marchuk G. I., Schroeter J., Zalesny V. B., 2003. Numerical study of the global ocean equilibrium circulation. *Russ. J. Num. Anal. Math. Modelling* V.18, N. 4, 307–335.
- Marshall J., Jones H., Hill C., 1998. Efficient ocean modelling using non-hydrostatic algorithms. *J. of Marine Systems*, 18, 115–134.
- Moloney, C., Field, J., 1991. The size-dependent dynamics of plankton food webs. I. A. Simulation model of carbon and nitrogen flows. *Journal of Plankton Research*, 13, 1003–1038.
- Männik, A., Rõõm, R. and Luhamaa, A., 2003. Nonhydrostatic generalization of a pressure-coordinate-based hydrostatic model with implementation in HIRLAM: validation of adiabatic core. *Tellus*, 55A, 219–231.
- Phillips, N. A., 1957. A coordinate system having some special advantages for numerical forecasting. *Journal of Meteorology*, 14, 184–185.
- Zakharov, V. E., Smilga, A. V., 1981. On quasi-one-dimensional spectra of weak turbulence. *J. Experiment. and Theoret. Physics*, 81, 1318–1326.
- Zalesny, V. B., Tamsalu, R., Kullas, T., 2004. Non-hydrostatic model of the marine circulation. *Oceanology*. 2004, 44, 4, 495–506.
- Zalesny, V. B., Tamsalu, R., 2004. Mathematical models in water sciences. *Mathematical Models of Life Support Systems, from Encyclopedia of Life Support Systems (EOLSS)*, Developed under the Auspices of the UNESCO, Eolss Publishers, Oxford, UK. <http://www.eolss.net>.
- Zaslavskii, M. M., 1989. On narrow-directional approach of kinetic equation for wind wave spectra. *Izv. RAN, ser. Physics of Atmosph. and Ocean*, 25, 868–876.
- Tamsalu, R., 1998. The coupled 3D hydrodynamic and ecosystem model FINEST. *MERI*. 35, 166 p.
- Tamsalu, R., Ennet, P., 1995. Ecosystem modelling in the Gulf of Finland. II. The aquatic ecosystem Model FINEST. *Estuar. Coast. Shelf Sci.*, 41, 429–458.
- Tamsalu, R., Zalesny, V., Ennet, P., Kuosa, H., 2003. The modelling of ecosystem processes in the Gulf of Finland. *Proc Estonian Acad. Sci., Biol., Ecol.* 52, 3, 332–345.
- Tamsalu, R., Zakharov, V., Zalesny, V., Zaslavskii, M., Rõõm, R., Kuosa, H., Hongisto, M., Kabatchenko, I., Ansper, I., Aps, R., Männik, A., Luhamaa, A., 2005. Atmosphere-Sea-Hydrodynamic-Ecological modelling in the Baltic Sea. *IMEMS-2005 Seminar Proceeding, Coupled Model Systems*, 4–37.
- Volterra, V., 1931. *Lecon sur la the'orie mathe'matique de la lutte pour la vie*, Gauthier-Villars.
- Warner, J. C., Sherwood, C. R., Arango, H. G., Signell, R. P., 2005. Performance of four turbulence closure models implemented using a generic length scale method. *Ocean Modelling*, 8, 81–113.

Atmosphere-Sea Systems Modeling

R. Tamsalu¹, V. Zakharov², V. Zalesny³, H. Kuosa⁴

¹*Estonian Marine Institute, University of Tartu*, ²*Shirshov Institute of Oceanology*,

³*Institute of Numerical Mathematics RAS*, ⁴*University of Helsinki*

Summary

The development of marine systems modelling shows that the quality of forecasting models is largely determined by the completeness of the knowledge on the main physical and ecological processes, as well as by the spatial resolution of numerical schemes. Less elaborate models can be used in research or for preliminary estimation, while the management support tasks require the development of more complex and close-to-reality three-dimensional models. In general, the coupled atmospheric-ocean-ecosystem models can reflect the high level of complexity of real systems.

Meso-scale coupled atmospheric-ocean systems modeling with a horizontal grid for the atmosphere of some kilometers and for the ocean up to a hundred meters require the implementation of the non-hydrostatic approach to modeling.

A multidisciplinary complex of numerical models FRESCO, simulating the atmospheric dynamics, wind waves, marine hydrodynamics and marine ecosystem is presented and applied to numerical experiments for the Tallinn Bay of the Baltic Sea.

The methodology of numerical treatment of the main part of the FRESCO modeling complex is based on the splitting method with respect to physical and biochemical processes. This method can be considered not only as a highly effective method of integrating the complex problem with respect to time, but as the basis for the construction of a hierarchical model system as well.

The complex was used for a numerical experiment to investigate the influence of wind waves on the hydrodynamics and ecosystem behavior in the shallow coastal waters.

A pronounced influence of wind waves on marine circulation, temperature distribution and ecosystem components is shown. The most pronounced effect is revealed for the shallow coastal area.

Numbriline ilmaennustuskeskkond EMHI-s

Aarne Männik

Tartu Ülikooli keskkonnafüüsika instituut

1. Sissejuhatus

Alates aastast 2003 on Eesti Meteoroloogia ja Hüdroloogia Instituudi (EMHI) juures operatiivsele lähedases režiimis töötanud eksperimentaalne numbriline ilmaennustuskeskkond. See numbriline ilmaennustuskeskkond tugineb rahvusvahelise konsortsiumi HIRLAM (High Resolution Limited Area Model) mudelile ja Tartu Ülikooli (TÜ) keskkonnafüüsika instituudi poolt arendatavale HIRLAM-i mittehüdrostaatiliselt laiendusele. HIRLAM on rahvusvaheline koostööprojekt, mille eesmärgiks on piiratud ala ilmaennustusmudeli arendamine, pidades silmas liikmesriikide operatiivsete lühiajaliste ilmaennustuste vajadusi. Projekti kohta võib leida lisainformatsiooni veebileheküljelt <http://hirlam.knmi.nl/>. Kuigi Eesti ei ole HIRLAM-iga liitunud, tehakse konsortsiumiga tihedat teaduslikku koostööd, mille väljenduseks on ka EMHI, TÜ ja Soome Meteoroloogiainstituudi (FMI) koostööleping. Lepingu eesmärkideks on:

- eksperimentaalse kõrglahutusliku ilmaennustuskeskkonna loomine;
- kõrglahutusliku HIRLAM ilmaennustuse kvaliteedi demonstreerimine operatiivsele lähedases töörežiimis;
- numbrilise ilmaennustuse käivitamine EMHI-s ja ekspertgrupi loomine;
- meteoroloogiahariduse arendamine TÜ-s rõhuasetusega atmosfääri numbrilisele modelleerimisele ja numbrilisele ilmaennustusele;
- kõrglahutusliku numbrilise väljundi loomine praktilisteks rakendusteks.

EMHI pakub projektile tegutsemiskeskonda, kommunikatsiooni ja arvutusvõimsusi. Samuti aitab EMHI defineerida projekti raamides ühiskonnapoolseid nõudmisi ja vajadusi. FMI varustab projekti ääreväljade- ja vaatlusinfoga ning jagab oma teadmisi piiratud ala modelleerimise ja operatiivse ilmaennustuse valdkonnas. TÜ keskkonnafüüsika instituudi ülesandeks on ilmaennustuskeskkonna hooldamine ja arendamine. Seejuures on pearõhuks HIRLAMil baseeruva mittehüdrostaatiliselt tuummudeli ja kõrglahutuslike füüsikaliste parametriseringute arendamine.

Kõrglahutuslik ilmaennustus pretendeerib kohalike ilmaefektide paremale esitusele ja lühiajaliste prognooside kvaliteedi tõusule. Suurimaid arenguid oodatakse peaaesjalikult sademete ja kohalike tuulte ennustuste täpsuse kasvust, koos lootusega konvektiivsete protsessidega seotud ohtlike nähtuste paremale prognoosimisele. Kõrglahutusliku ilmaennustusmudeli andmed on oluliseks sisendiks ka paljudele teaduslikele ja praktilistele rakendustele nagu õhusaaste levik ja rannikumere probleemid. Seega peaks projekt oma numbrilise väljundi kaudu soodustama ka teadusuuringute arengut.

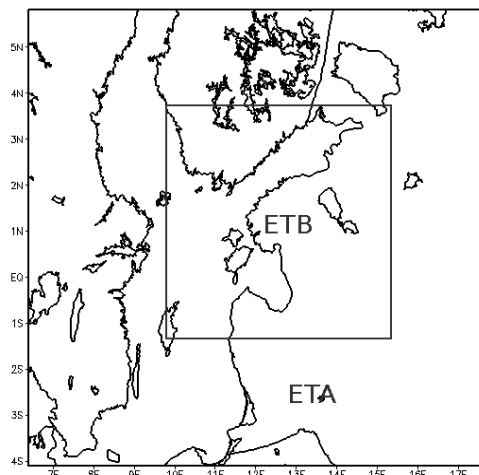
2. Ilmaennustuskeskkond

Numbriline ilmaennustuskeskkond baseerub HIRLAM konsortsiumi ilmaennustusmudeli versioonil 6.4.0. Sellele viimatisele „ametlikule“ versioonile mindi üle alates oktoobrist 2005. Varem tugineti versioonile 6.1.0. Süsteem on välja arendatud kaheastmelisena. Mudelite integreerimispiirkonnad on nähtavad joonisel 1. Madalama lahutu-

sega piirkond nimega ETA omab horisontaalset võrgulahutust 11 km ja ennustusmodelina kasutatakse hüdrosstaatilist pool-ilmutatud pool-Lagrange'i integreerimisskeemiga mudelit (McDonald ja Haugen, 1992, 1993) ajasammuga 400 s. Võrgustikul on 114×100 horisontaalset võrgupunkti 40 vertikaalses kihis. Piirkonnal nimega ETB on horisontaalseks võrgulahutuseks 3,3 km ja ennustusmodelina on kasutusel mittehüdrosstaatiline pool-ilmutatud pool-Lagrange'i skeemil põhinev mudel (Rõõm jt, 2006; Rõõm ja Männik, 2005) ajasammuga 120 s. Võrgustikul on 186×170 horisontaalset võrgupunkti 40 vertikaalses kihis. Pool-Lagrange'i skeemil põhinev mittehüdrosstaatiline mudel võeti kasu-

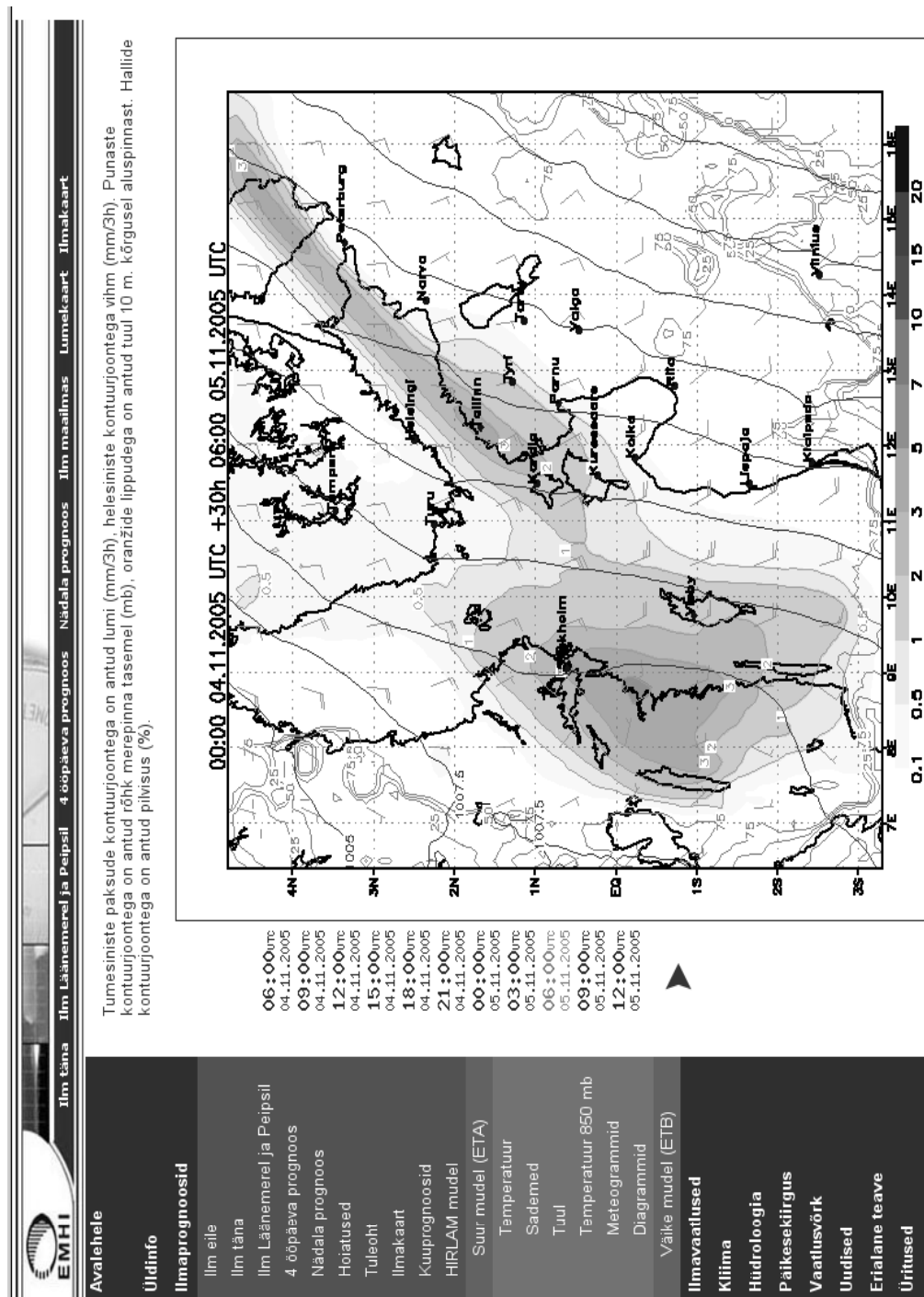
tusele üsna hiljuti – veebruaris 2005. Varemalt kasutati pool-ilmutatud Euleri skeemil baseeruvat varianti (Männik jt, 2003; Rõõm ja Männik, 2003; Männik ja Rõõm, 2002). Uue skeemi kasutuselevõtt suurendas mudeli arvutuslikku ökonoomsust niipalju, et oli võimalik modelleerimispiirkonna suurendamine kummaski horisontaalsihis 1,7 korda. Sellise kaheastmelisuse põhjuseks on peamiselt arvutusressursside nappus, mis ei võimalda kogu huvipakkuvat piirkonda katta kõrglahutusliku mudeliga. Samas aga kergendab vahepealse lahutusega mudeli olemasolu ääreväljadega opereerimist kõrgema lahutusega mudeli jaoks. Lisaks on selline kaheastmeline ülesehitus väga soodne erinevate lahutustega mudelite kvaliteedi võrdlemisel. Ääreväljad saab ETA FMI-st neli korda päevas alguskellaegadega 00, 06, 12, 18 GMT. Need lõigatakse välja FMI operatiivsest 22 km lahutusega mudelist. Ääreväljad on antud ETA jaoks 3 h intervalliga. ETB ääreväljad antakse ETA prognoosidest samuti ajalise lahutusega 3 h. Süsteem produtseerib kaks korda päevas 36 h prognoosi algushetkega 00 ja 06 GMT. Tänu ääreväljade hankimiseks ja ennustuse arvutamiseks kulunud ajale ning ajatsoonide erinevusele valmivad ETA ennustused 8.20 ja 14.15 kohaliku aja järgi. ETB prognoosid saavad valmis 11.25 ja 17.25 kohaliku aja järgi. Lisaks 36 h prognoosidele arvutatakse algusaegadega 12 ja 18 GMT ka 6 h prognoosid. See on tarvilik analüüside tsükli käigus hoidmiseks ja kindlustab nende kõrgema kvaliteedi. Oluliseks lisaväärtuseks on sellise analüüside tsükli juures ka tõik, et nii on kogu ennustuspiirkond kaetud 6 tunnise intervalliga parima teadaoleva meteoroloogilise informatsiooniga, mis ka arhiveeritakse.

Arvutuste läbiviimiseks on EMHI juures kokku pandud 12 sõlmest koosnev kobararvuti. Igal sõlmel on 1,6 GHz Pentium IV protsessor ja 1 GB muutmälu. Operatsioonisüsteemina on kasutusel RedHat Linux 7.3 (<http://www.redhat.com/>). Sõlmed on ühendatud omavahel Gigabit Ethernet kaartidega ja tarkvarana seob erinevad arvutid üheks tervikuks LAM MPI (<http://www.lam-mpi.org/>).



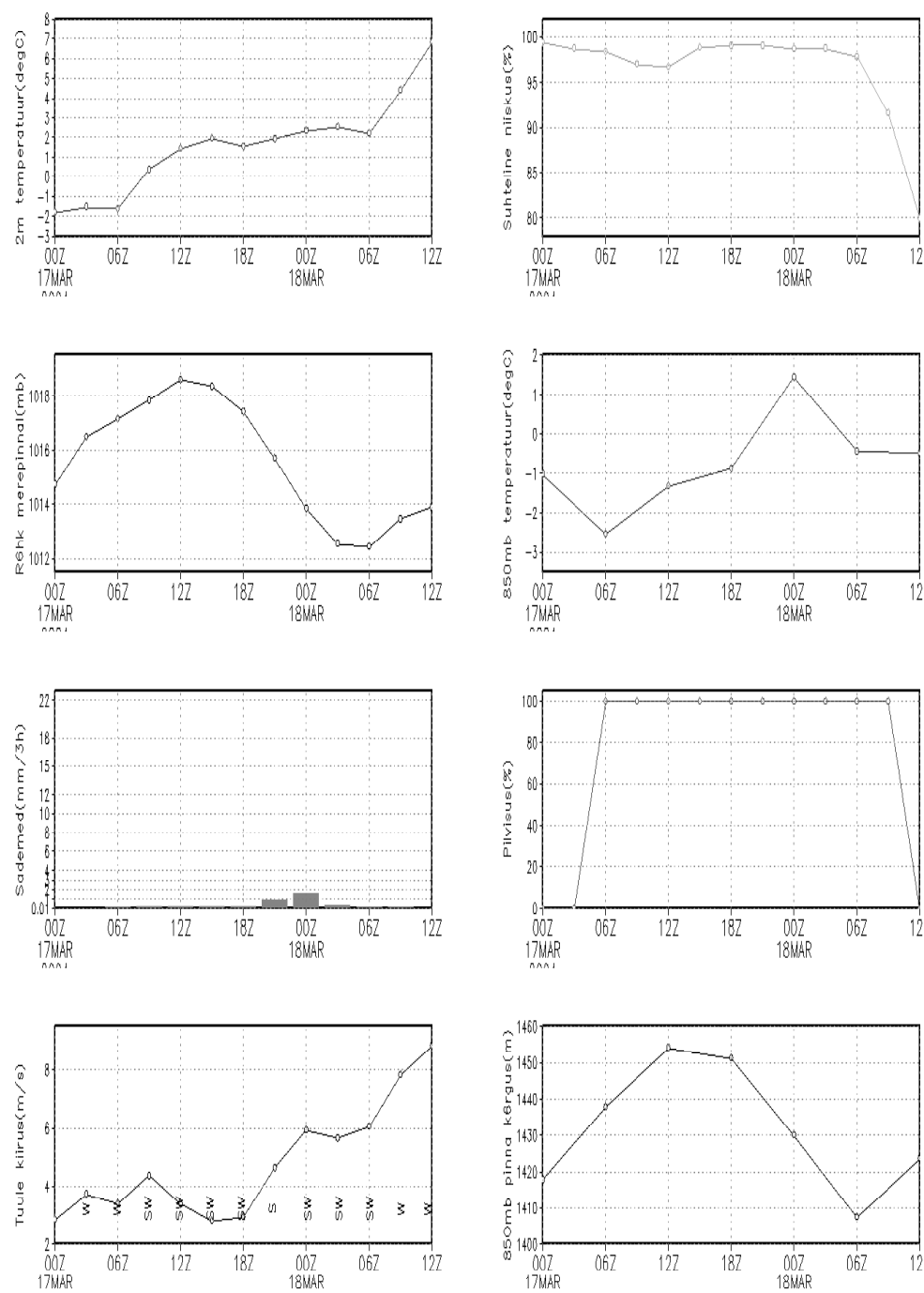
Joonis 1. Mudelite integreerimispiirkonnad.

Figure 1. Integration domains of the models.



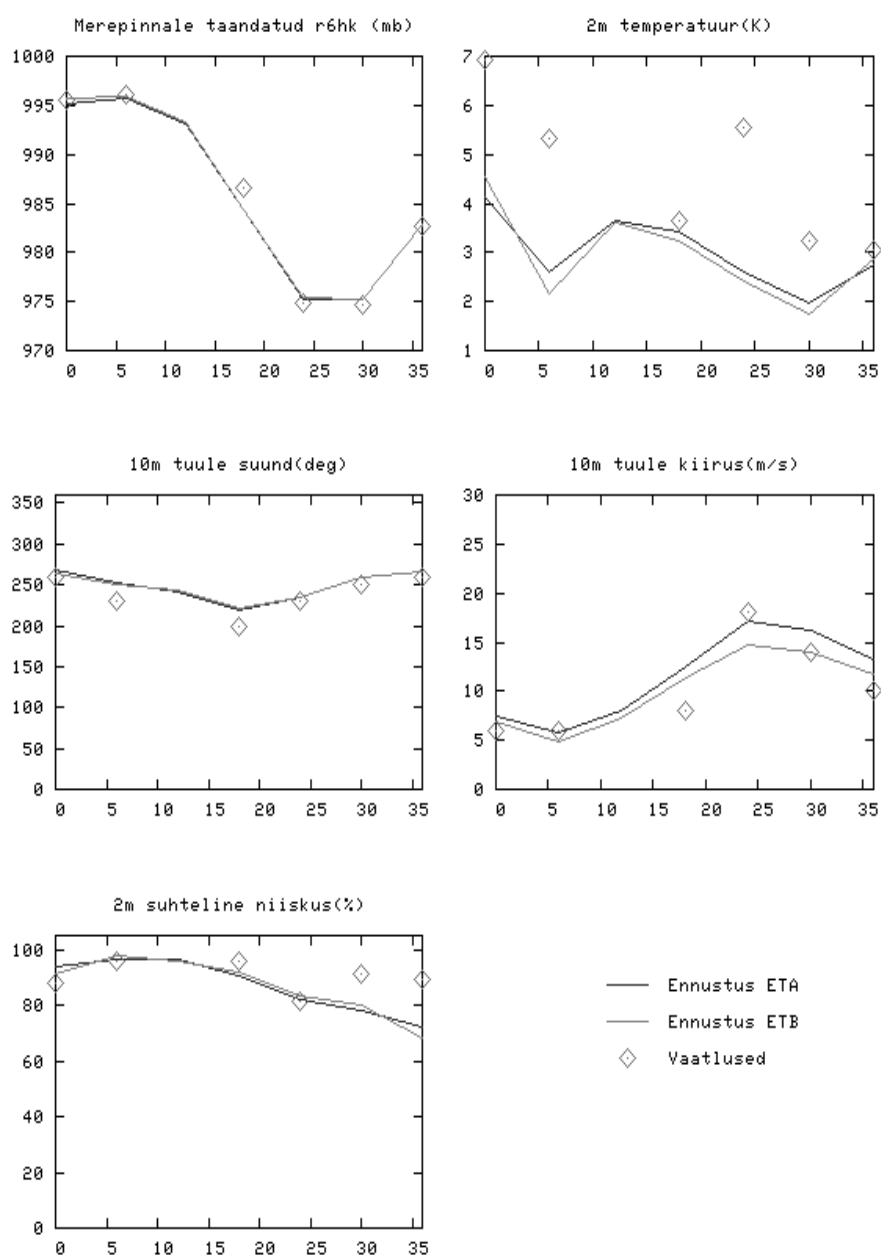
Joonis 2. ETA õhurõhu ja sademete kaart EMHI kodulehel.
Figure 2. Pressure and precipitation map of ETA at EMHI webpage.

Tõravere meteogramm



Joonis 3. Ennustuse meteogramm Tõravere kohta. Näidis pärineb EHradari veebi-keskkonnast.

Figure 3. Meteogram of the forecast for Tõravere. Example from EHradar web-environment.



Joonis 4. Ennustuste meteogrammide võrdlus vaatlusandmetega Pärnus 2005. aasta jaanuaritormi ajal. 36 h ennustused on tehtud alghetkega 00 GMT 08.01.2005.

Figure 4. Comparison of forecast meteograms and observations for Pärnu during the storm in January 2005. 36 h forecast initial time is 00 GMT 08.01.2005.

HIRLAM-i kompileerimiseks on kasutusel Intel Fortran (fortran 95) (<http://www.intel.com>). Numbrilise ilmaennustuse produktide visualiseerimiseks on välja töötatud GraDS-il (<http://grads.iges.org/grads/>) põhinev veebikeskkond EHradar (<http://meteo.physic.ut.ee/ilmatark/EMHI/>). EMHI on sellest välja arendanud oma versiooni (<http://www.emhi.ee/>), mis keskendub tavatarbija vajadustele. Joonisel 2 on näidised EMHI veebiaknas välja pandud ETA mudelprognoosi õhurõhk ja sademete hulk 5. novembri 2005 jaoks. Lisaks meteokaartidele on oluliseks väljundiks ennustuste meteogrammid mingi geograafilise punkti jaoks. Näidised on joonisel 3 esitatud Tõravere meteogramm ennustuse alghetkega 00 GMT 17. märtsil 2005. TÜ keskendub väljundi töötlemisel peaaegselt teaduslikku huvi pakkuvale ja arenduste seisukohast olulisele informatsioonile.

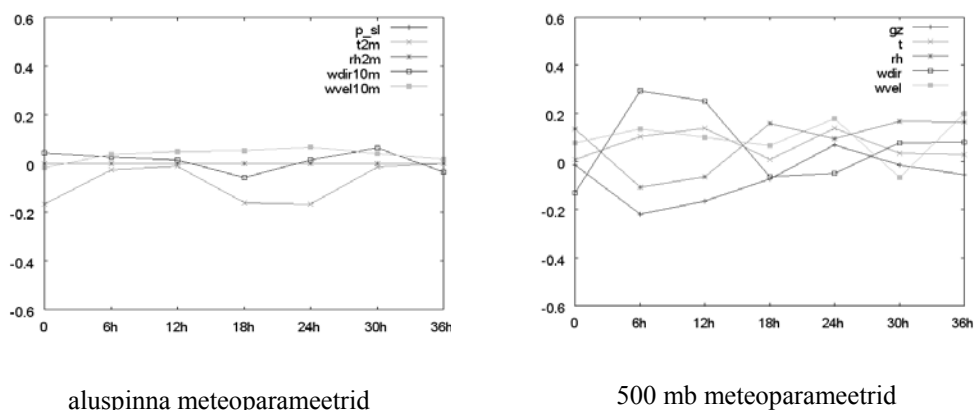
3. Kvaliteedi monitoorimine

Numbrilise ilmaennustuskeskkonna üheks oluliseks komponendiks on ka ennustuste kvaliteedi hindamise süsteem. Selleks on TÜ keskkonnafüüsika instituudi juures, lisaks HIRLAMi standardprogrammidele, välja arendatud mitmeid tarkvaralahendusi, mis keskenduvad ennustuste võrdlemisele vaatlusandmetega. Ühe näidised võib joonisel 4 näha 2005. aasta 8. jaanuari tormi prognooside võrdlust vaatlusandmetega. Võrdlus näitab, et mõlemate mudelite prognoosid langesid vaatlusandmetega väga hästi kokku. Mõningaid probleeme on märgata 2 m temperatuuride ennustusel. Niisuguseid võrdlusi on põhimõtteliselt võimalik teha suvalise, vaatlustega varustatud punkti jaoks. Üldiselt on numbrilise väljundi puhul tegemist väga suurte ja mitmekesiste andmehulkadega. Seetõttu on ka võimaluste arv kvaliteedi kontrolli korraldamiseks märkimisväärselt suur ja andmeid tuleb valida kriitiliselt verifitseerimise lõppeesmärgi silmas pidades. TÜ keskkonnafüüsika instituudi huviks on mõistagi kõrglahutusliku mittehüdrostaatilise mudeli ja madalama lahutusega hüdrostaatilise mudeli prognooside võrdlus vaatlusandmete baasil. Üheks heaks võimaluseks sellist informatsiooni hallata on vigade ruutude keskmisel põhineva vilumusmõõdu (*skill score*) (Murphy ja Epstein, 1989) kohandatud kasutamine. Vilumusmõõd on defineeritud kui

$$MSESS = 1 - \frac{MSE_{ETB}}{MSE_{ETA}},$$

kus MSE_{ETB} on ETB vigade ruutude keskmine ja MSE_{ETA} on ETA vigade ruutude keskmine. Vead on siin arvutatud võrrelduna vaatlusandmetega. Selline vilumusmõõd on positiivne kui ETB vead on väiksemad kui ETA omad ja negatiivne kui ETB vead on suuremad. Joonisel 5 on ära toodud oktoobris 2005 kogutud ennustuste ja vaatlusandmete baasil koostatud vilumusmõõdud erinevate meteoroloogiliste parameetrite jaoks nii aluspinnal kui 500 mb samarõhu pinnal. Aluspinna parameetrite juures on võimalik rääkida kõrglahutusliku mittehüdrostaatilise mudeli väikesest eelisest tuulte kiiruste ennustamisel, kuigi samal ajal jätavad 2 m temperatuuri ennustused soovida. 500 mb peal on ETB tuulte kiirus taas parem, kuid geopotentsiaalse kõrguse prognoos kehvem. Esitatud periood on siiski liiga lühike kaugemaleulatuvate järelduste jaoks.

Üheks valdkonnaks, kus kõrglahutuslikelt mittehüdrostaatilistelt mudelitelt oodatakse prognooside kvaliteedi kasvu, on sademete ennustamine. Samas on kõrge lahutusega



Joonis 5. Vilumusmõõdud oktoobris 2005.
Figure 5. Skill scores in October 2005.

prognooside kvaliteedi hindamine üsna raske teaduslik-tehniline ülesanne ja automatiseeritavad lahendused üsna probleemsed. Tartu Ülikooli keskkonnafüüsika instituudi juures produtseeritakse rutiinselt ETB ja ETA sademeprognooside erinevuse kaarti. Edasi on inimesel võimalik välja selekteerida juhtumid, mis nõuavad lähemat tähelepanu ja uurimist. Selline süsteem on küll lihtne, kuid kahjuks mitte ideaalne, kuna nõuab inimese pidevat jälgimist ja sekkumist. Siiski võimaldab ta võrrelda erinevate mudelite käitumist ja selle põhjal teha järeldusi nende kvaliteedi kohta. Edaspidine arendus- ja uurimistöö on aga hädavajalik. Joonisel 6 on näide EHradari veebikeskkonnast pärinevast sademete võrdluse kaardist.

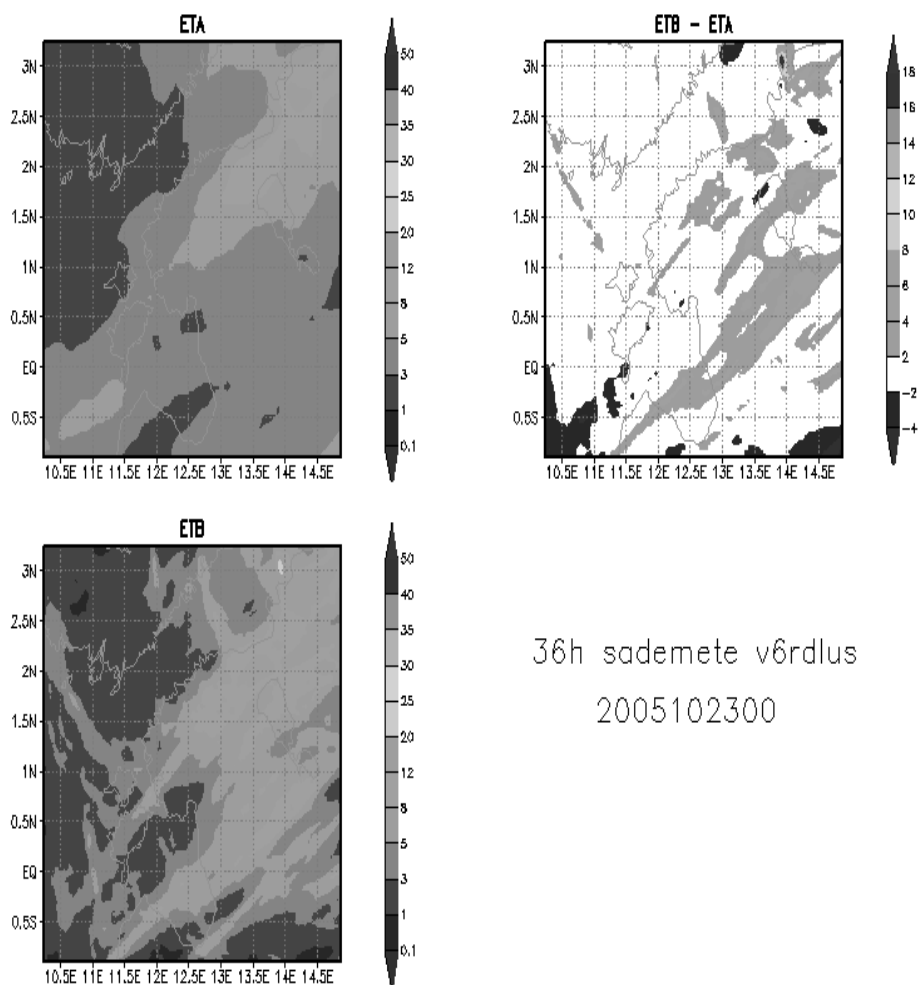
4. Tulevikuarendused

Lähitulevikus keskendutakse EMHI numbrilise ilmaennustuskeskkonna arendamisel järgmistele valdkondadele:

- jooksvad tööd, monitooring ja kvaliteedi kontroll;
- füüsikaliste parametriseringute arendamine;
- sademete kvaliteedi kontrolli arendamine;
- radarite kasutuselevõtt kvaliteedi kontrollis;
- liitumine HIRLAM konsortsiumiga.

Üheks oluliseks probleemiks on arvutusressursside puudus. Suuremate arvutusvõimsuste kasutuseletulekul nõuavad lähemat tähelepanu järgmised probleemid:

- vertikaalse võrgulahutuse suurendamine;
- „pimeaja“ vähendamine (siin on üheks lahenduseks ka ääreväljade saamine ECMWF-ist);
- kogu ennustuspiirkonna katmine 3,3 km lahutusega mudeliga.



Joonis 6. ETA ja ETB 36 h integreeritud sademed (vasakul) ja nende võrdlus (paremal). Ennustuse alghetk on 00 GMT 23.10.2005.

Figure 6. 36 h integrated precipitation of ETA and ETB (left) and their comparison (right). Forecast initial time is 00 GMT 23.10.2005.

Kirjandus

- McDonald, A. and J. E. Haugen, 1992. A two time-level, three-dimensional semi-lagrangian, semi-implicit, limited-area gridpoint model of the primitive equations. *Mon. Wea. Rev.*, 120, 2603–2621.
- McDonald, A. and J. E. Haugen, 1993. A two time-level, three-dimensional semi-lagrangian, semi-implicit, limited-area gridpoint model of the primitive equations. Part II: Extension to hybrid vertical coordinates. *Mon. Wea. Rev.* 121, 2077–2087.
- Murphy, A. H. and E. S. Epstein, 1989. Skill scores and correlation coefficients in model verification. *Mon. Wea. Rev.*, 117, 572–581.
- Männik, A., R. Rõõm, A. Luhamaa, 2003. Nonhydrostatic generalization of pressure-coordinate based hydrostatic model with implementation in HIRLAM: Validation of adiabatic core. *Tellus A*, 55, 219–231.
- Männik, A., R. Rõõm, 2001. Nonhydrostatic adiabatic kernel for HIRLAM. Part II. Anelastic, hybrid-coordinate, explicit-Eulerian model. *HIRLAM Technical Report*, 49, 53 p.
- Rõõm, R., A. Männik, 2005. Non-hydrostatic semi-implicit semi-Lagrangian adiabatic core for HIRLAM. *HIRLAM Newsletter*, 48, 134–142.
- Rõõm, R., A. Männik, A. Luhamaa, 2006. Non-hydrostatic adiabatic kernel for HIRLAM. Part IV: Semi-implicit Lagrangian scheme. *HIRLAM Tech. Rep.*, 65, Norrköping, 42 p.
- Rõõm, R., A. Männik, 2002: Nonhydrostatic adiabatic kernel for HIRLAM. Part III. Semi-implicit Eulerian scheme. *HIRLAM Technical Report*, 55, 29 p.

Numerical Weather Prediction Environment at the EMHI

Aarne Männik

Institute of Environmental Physics, University of Tartu

Summary

The paper introduces a very high resolution Numerical Weather Prediction (NWP) environment at the Estonian Meteorological Hydrological Institute. The system is based on a nonhydrostatic extension of HIRLAM developed at the University of Tartu. The system aims to test the idea of short-range very high-resolution forecasting in practice and to gather relevant scientific information which could be used for the further development of the HIRLAM or NWP models in general.

Läänemere veekonveier: kas „korsten“ paikneb Soome lahe suudmes?

Jüri Elken

Tallinna Tehnikaülikooli Meresüsteemide Instituut

1. Sissejuhatus

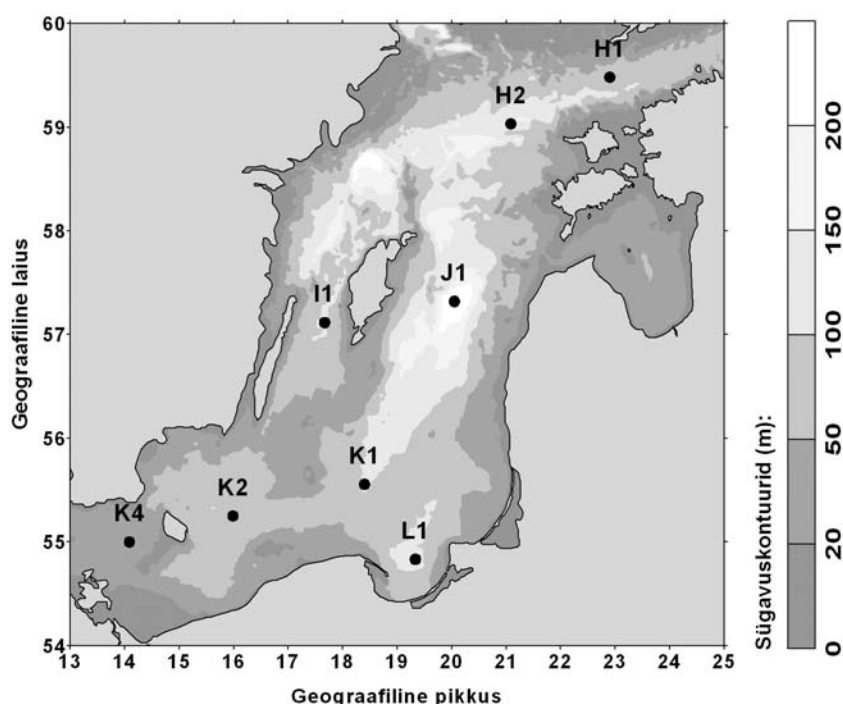
Klassikalist korstnat, kus vedelik (tavalises korstnas õhk, antud juhul merevesi) ujuvusjõudude mõjul püsivalt tõuseb, Soome lahe suudmes kindlasti ei ole. Mõiste “ookeanikonveier” väljendab suhteliselt hiljuti (Broecker, 1991) tekkinud tõdemust, et vesi ringleb maailmameres ca 1000 aastase perioodiga suhteliselt kitsa “lindina”, läbides nii alumisi kui ka pindmisi kihte. Edusammud ookeanikonveieri kui kliima kujundaja rolli mõistmisel tekkisid läbi numbrilise modelleerimise ja kõrglahutusega mõõtmiste arengu. Läänemeres on muutuvate kliimatingimuste korral ökosüsteemi stabiilsuse jaoks fundamentaalse tähtsusega mere sisemine veeringe, mida analoogia tõttu ookeaniga on hakatud nimetama Läänemere veekonveieriks (Döös jt, 2004). Nii ookeani kui ka Läänemere veekonveieri jaoks on kriitilise tähtsusega sellised piirkonnad, kus toimub vee laskumine või tõusmine. Üheks võtmeküsimuseks Läänemere kliimatundlikkuse määramisel on halokliinialuse soolasema vee ülestulek pindmistesse kihtidesse.

Läänemere jõgede vooluhulgast suubub 80% kirdeosas paiknevatesse Botnia, Soome ja Liivi lahtedesse (Omstedt ja Axell, 2003). Edelas on Läänemeri ühendatud soolase veega Põhjamerega läbi kitsaste ja madalate Taani väinade. Mageda ja soolase vee allikate paiknemine Läänemere erinevates otstes põhjustab estuaarile tüüpilise suuremastaabilise veevahetuse dünaamika ning vastavad soolsuse ja ökosüsteemi olekumuutujate gradiendid. Püsiv halokliin (soolsuse hüppekiht) esineb ainult Ava-Läänemeres, paiknedes mere lääneosas Arkona basseinis (seirejaam K4, joonis 1) sügavusel ca 40 m ning langedes Gotlandi basseinis sügavusteni 60–80 m. On üldteada (Fonselius, 1970), et Läänemere avaosas on stratifikatsioon piisavalt tugev, takistamaks halokliinialuste kihtide otsest ventilatsiooni mere ülemistest kihtidest. Süvavee uuenemine toimub sissetungiva ja levimisteedkonnal muunduva Põhjamere vee külgranspordi kaudu, mis Gotlandi basseinis (seirejaam J1, joonis 1) levib eelkõige sügavustel 80–130 m (Elken, 1996; Meier ja Kauker, 2003). Seetõttu ei teki hapnikudefitsiiti sügavustest 140–150 m kõrgemal isegi stagnatsiooniperioodidel, kui suured Põhjamere vee sissevoolud (*Major Baltic Inflow*, Matthäus ja Franck, 1992; Matthäus ja Lass, 1995) on pikemat aega puudunud.

Soome laht on Ava-Läänemerega ühendatud ilma voolamist takistavate väinade ja künnisteta, erinevalt Botnia ja Liivi lahest kuhu saavad tungida ainult Ava-Läänemere halokliinipealsed magedamad veed. Soome lahe suudmest (seirejaam H1, joonis 1) lääne pool paikneb Põhja süvik (seirejaam H2, joonis 1), kus lõuna poolt Gotlandi süvikust tulev halokliinialune soolane vesi hargneb Soome lahe ja Lääne-Gotlandi basseini (seirejaam I1, joonis 1) suunas, mis on soolase vee leviku kohalt terminalbasseinid. Põhja süvikus ja järgnevas kahes terminalbasseinis, mille pindala on sügavusel 80 m kokku 32370 km² (sh Põhja süvik 17 600 km², Lääne-Gotlandi basseini 13 720 km² ja Soome laht Hiiumaa põhjatipust ida poole 1050 km²), tähendab halokliinialune sissevool 20 000 m³/s (keskmise voolamine on hinnatud vahemikus 15 000–36 000 m³/s, näiteks Kõuts ja

Omstedt (1993); Meier ja Kauker (2003)) pidevuse tõttu halokliini vertikaalset tõusu 19,5 m aastas.

Aasta lõikes peab selline halokliini tõus olema tasakaalustatud dünaamiliste protsesside poolt põhjustatud halokliini erosiooniga: kui samatiheduspinna (isopükni) keskmine sügavus jääb pikema perioodi vältel konstantseks, peab isopükni ühikulist pinda läbima aastas 19,5 m³ tõusvat süvakihtide vett. Selle tagajärjel toimuvad Põhja süvikus suuremad halokliini sesoonsed muutused kui teistes Läänemere süvikutes. Juba Dietrich (1948) tegi kindlaks, et soolsuse sesoonsed muutused kihis 80–150 m ulatuvad kuni 1 psu. Matthäus (1984) on seejuures hinnanud, et Põhja süvikus võib konvektsioon mõnikord ulatuda stratifikatsiooni suhtelise nõrkuse tõttu kuni merepõhjani.



Joonis 1. Ava-Läänemere sügavused ja HELCOM seirejaamad süvabasseinides: J1 – Gotlandi süvik, H2 – Põhja süvik, H1 – Soome lahe suue, I1 – Lääne-Gotlandi bassein, L1 – Gdanski bassein, K1 – Stolpe kanali väljavool, K2 – Bornholmi bassein, K4 – Arkona bassein.

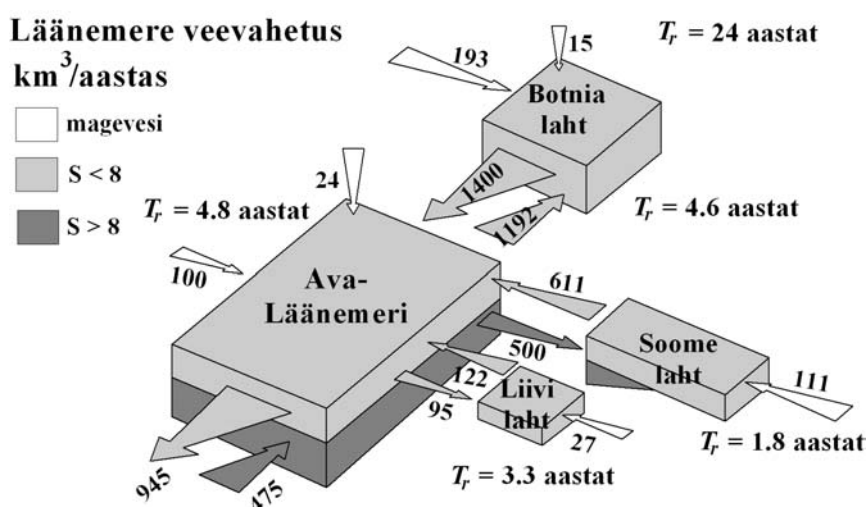
Figure 1. Depths of the Baltic Proper and the HELCOM monitoring stations in deep basins: J1 – Gotland deep, H2 – Northern deep, H1 – Gulf of Finland entrance, I1 – Western Gotland basin, L1 – Gdansk basin, K1 – Stolpe channel outlet, K2 – Bornholm basin, K4 – Arkona basin.

Käesolevas artiklis anname lühiülevaate Läänemere veeringe (veekonveieri) uurimise hetkeseisust ning analüüsime Soome lahe suudmeala halokliini dünaamikat tõusvate süvavete hüpoteesi kontekstis.

2. Läänemere veekonveier

Läänemere väline veebilanss (Omstedt jt, 2004) arvestab, et Läänemere ruumala – ca 21 000 km³ (ilma Kattegati ja Beldi mereta) – säilitatakse vee impordiga jõgede voolust (aastakeskmise 14 000 ± 4000 m³/s) ning aurumise ja sademete vahet (1500 ± 1000 m³/s), ning ekspordiga läbi Taani väinade (15 500 ± 5000 m³/s). Keskmise veetasemega seotud ruumala muutus annab vooluhulgaks üksikute aastate vahel küll ± 2000 m³/s, kuid pikaajalise keskmisena on Läänemere ruumala konstantne.

Vee voolamine läbi Taani väinade ei ole siiski ühesuunaline. Läänemere keskmise soolsuse tagamiseks peab Knudseni teoreemi järgi väinadest keskmiselt sisse voolama teatud kogus teatud soolsusega vett, mille võrra välja voolava magedama vee hulk on suurem. Kui keskmine soolase vee sissevool on erinevate hinnangute järgi vahemikus 19 000 kuni 43 000 m³/s (Stigebrandt, 1987; Kõuts ja Omstedt, 1993; Omstedt ja Rutgersson, 2000; Gustafsson, 2001; Lehmann ja Hinrichsen, 2002; Meier ja Kauker, 2003; Omstedt ja Nohr, 2004), siis väinade veevahetuse hetkväärtused varieeruvad piirides ± 100 000 m³/s (Mattson, 1996; Jakobsen ja Trebuchet, 2000).



Joonis 2. Läänemere veevahetuse skeem. Modifitseeritud Rootsi Keskkonnaagentuuri skeemist (SNV, 1988; HELCOM, 1993). Magevee juurdevoolu andmed kompileerinud HELCOM (1990). Basseinidevahelise veevahetuse suurused ning viibead (T_r) on indikatiivsed.

Figure 2. A scheme of the Baltic Sea water exchange. Modified from the scheme by the Swedish Environment Protection Agency (SNV, 1988; HELCOM, 1993). Freshwater fluxes compiled by HELCOM (1990). Values of inter-basin water exchange and residence times (T_r) are indicative.

Vesi tsirkuleerib Läänemeres intensiivselt. Esitame joonisel 2 ühe indikatiivse veevahetuse skeemi, mis algselt tugineb Rootsi Keskkonnaagentuuri 1988. aastal publitseeritud hinnangule ning kuhu autor on lisanud Soome ja Liivi lahe. Seejuures nende veevahetus Ava-Läänemerega (sissevoolud lahte vastavalt 500 ja 95 km³ aastas) on leitud Knudseni bilansist soolsuste keskmistel väärtustel: Soome lahte sisse 8,25, välja 6,75,

Liivi lahte sisse 7,2, välja 5,6. Võrdluseks, Alenius jt (1998) on hinnanud Soome lahte sisenevaks vooluhulgaks 480 km³ aastas. Isegi nende ebatäpsete vooluhulkadega on selge, et lahtede vee viibeaeg T_r (ruumala ja summaarse impordi või ekspordi suhe) on oluliselt väiksem, kui kogu Läänemerel tervikuna (antud arvude korral 24 aastat). Kahjuks ei selgita see skeem kuidagi, kus ja milliste mehhanismidega jõuab Põhjamereest tulev soolasem süvavesi tagasi pinnakihti. Kohe tekib ka küsimus, miks Soome lahte jõudev soolase vee hulk on suurem Põhjamereest sissetulevast veehulgast (475 km³ aastas)? Sellest pisut hiljem.

Põhjamere vee sissevoolu käsitlemisel on Stigebrandt ja Gustafsson (2003) näidanud, et Kattegatist ja Beldi merest sissetulev soolane vesi koosneb “tõelisest” Põhjamere veest ja retsirkuleerivast (tagasi pöörduvast) Läänemere pinnakihi veest. Seejuures Läänemere vett uuendab ainult retsirkuleerimata vesi keskmise vooluhulgaga 5000 m³/s, mis annab Läänemere vee viibeaja hinnanguks ca 33 aastat.

Ava-Läänemeri koosneb basseinidest, mis on ühendatud süvakanalite ja künnistega. Neist oluline on Bornholmi basseinist lääne suunas paiknev Stolpe kanal (seirejaam K1, joonis 1) kui ainus koht, mille läbi soolane põhjakihtide vesi pääseb edasi Gotlandi ja Põhja süvikutesse. Kui allavoolubasseinis on halokliin künnisest sügavamal (joonis 3), siis kahekihilises lähenduses on üle künnise liikuva õhukese süvavee kihi vooluhulk leitav geostroofilisest seosest (Whitehead jt, 1974)

$$Q_d = \frac{g'h^2}{2f}, \quad (1)$$

kus $g' = g \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2}$, g on raskuskiirendus, ρ_1 ja ρ_2 on vastavalt ülemise ja alumise

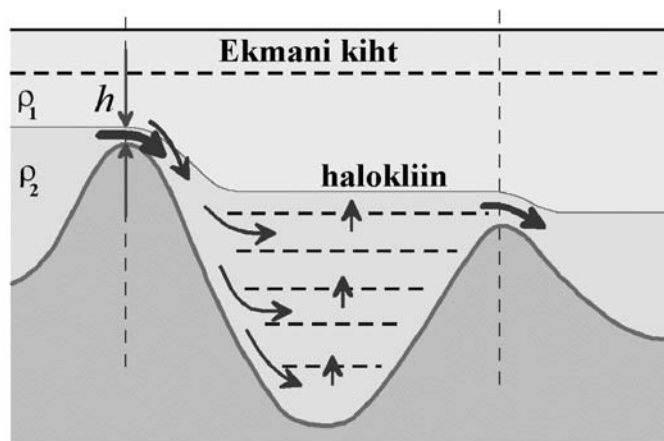
veekihi tihedus, h on alumise kihi paksus ning f on Coriolise parameeter. Künnisega väinades esineb Maa pöörlemisega seotud barokliinne voolamise kontroll ning hõõrdejõudude osakaal on tühine, kui väina laius W on suurem barokliinsest Rossby

deformatsiooniraadiusest $R_d = \frac{c_i}{f} \approx \frac{\sqrt{g'h}}{f}$. Seos (1) ei arvesta pindmises Ekmani kihis

toimuvat tuuletransporti ning alumistes kihtides kaasnevat kompensatsioonivoolu.

Künnisel on voolukiirus suhteliselt suur, olles lähedane pikkade siselainete faasikiirusele. Seetõttu künnistel esineb sageli nn barokliinne hüdrauliline hüpe (alumise kihi kitsendus, mis allavoolu laieneb), kus tekib turbulents. Sukelduv süvakihtide vesi haarab endasse ülakihtide vett (*entrainment* protsess), mille tagajärjel voolukiirus kasvab ning edasivoolava vee soolsus kahaneb. Kõuts ja Omstedt (1993) on hinnanud, et Arkona basseinis kasvab süvavee vooluhulk 53% ning edasi Stolpe kanalis veel 28%. Siit ka vastus eelpool esitatud küsimusele, miks Soome lahe suudmesse jõudev süvavee vooluhulk saab olla suurem Läänemerre sisenevast Põhjamere vee vooluhulgast.

Läänemerele tüüpilise stratifikatsiooni säilitamisel on oluline ülevoolava vee pulseeriv iseloom – muutuvad nii tihedused/soolsused kui ka vooluhulgad. Ülevool võib ülesvoolu paikneva basseini pikkade lainete ja tuulest tingitud vastuvoolude tõttu omada ka “üle-vanniääre-printsimise” kuju, eriti Bornholmi basseinis (seirejaam K2, joonis 1) ja sealt väljuvas Stolpe kanalis (Piechura jt, 1997). Seetõttu künnise taga sukeldub ülevoolav vesi erinevatele neutraalse ujuvuse sügavustele, sõltuvalt vastuvõtva basseini “vanast”



Joonis 3. Seotud süvabasseinide veevahetuse skeem.

Figure 3. A scheme of water exchange in deep connected basins.

stratifikatsioonist. Sukeldumise ja leviku protsess on kompleksne, mille käigus tekivad pinnaalused keerised, frondid, väiksemastaabilised intrusioonid jne (Piechura ja Beszczynska-Möller, 2004; Zhurbas jt, 2004). Temperatuuri ja soolsuse jaotuses nähtavad intrusioonid võivad enne difusiooniga hajumist püsida mitmeid kuid (Zhurbas ja Paka, 1999; Elken, 1996).

Pidevuse tõttu tekitab juurdetulev vesi vastuvõtvas basseinis keskmiselt tõusva liikumise. Bornholmi basseini ja Gotlandi basseini töötavad puhvritena, kus esineb kolm sissetuleva süvavee leviku režiimi: (1) sagedane mõõdukas sissevool, mis kandub edasi vahetult halokliini all ja “toidab” difusiooni ühtlustava mõju vastu veetiheduse teise vertikaaltuletise negatiivseid väärtusi, (2) harvemini esinev tugevam suure tihedusega vee sissevool, mis levib basseini põhjas, kuid oluliselt ei mõjuta äravoolu üle järgmise basseini künnise, (3) harva (tavaliselt mitme aasta järel) esinev suur sissevool, kui basseini põhjas leviv “uus” vesi täidab basseini kuni järgmisesse basseini künniseni ning voolab sealt edasi.

Stolpe kanalist (seirejaam K1, joonis 1) liigub süvavesi põhja poole peamiselt piki Gotlandi basseini idanõlva, tehes ajuti tsüklonaalse looga Gdanski basseini (seirejaam L1, joonis 1). Gotlandi süvikus moodustab süvatsirkulatsioon tsüklonaalse looga, mis “lekib” Põhja süvikusse. Selline muster on tõendatud mõõtmistega (Elken, 1996; Hagen ja Feistel, 2004; Zhurbas jt, 2004) ja kolmemõõtmeliste (3D) tsirkulatsioonimudelite abil saadud tulemustega (Lehmann ja Hinrichsen, 2000; Lehmann jt, 2002; Döös jt, 2004).

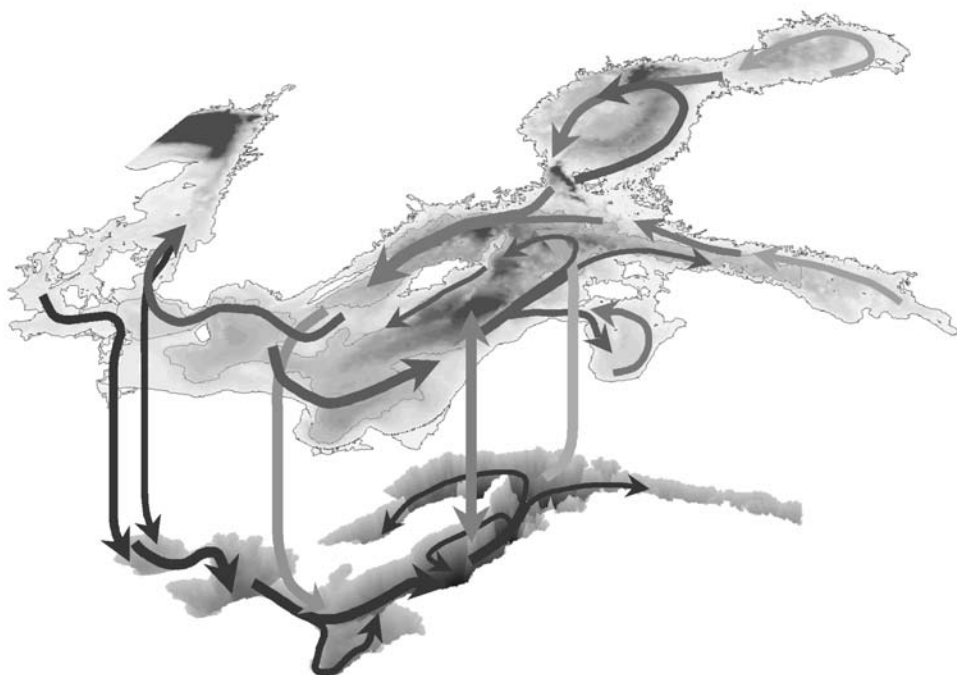
Botnia ja Liivi lahed on madalate väinade tõttu halokliinialusest veest isoleeritud ja neisse suubub ainult Ava-Läänemere pinnakihi vesi. See on tihedam kui lahtede enda vesi ning künniste taga ta sukeldub. Suveperioodil on sellise magedama süvakihi vee levik sarnane Ava-Läänemerele – tsüklonaalne voolamine piki lahe nõlvasid (Marmefelt ja Omstedt, 1993; Håkansson jt, 1996; Lips jt, 1995; Raudsepp, 2001) kas mööda põhja suuremate sügavuste suunas (lahtede “suured sissevoolud”) või levik vahelühis neutraalse ujuvuse sügavustel. Hilissügisel ja talvel seguneb veekiht tavaliselt nõrga stratifikatsiooni tõttu kuni põhjani läbi ning soolsuse horisontaalsed gradiendid muutuvad tüüpiliseks

läbisegunenud estuaarile. See kehtib ka nõrgema stratifikatsiooniga Soome lahe idaosa kohta.

Pinnakihi liikumised sõltuvad tugevalt tuule mõjust ja on seega väga muutlikud. Avamere triivhoovused muunduvad ranna lähedal apvellingu ja daunvellingu nähtusteks (Lehmann jt, 2002; Myrberg ja Andrejev, 2003), mis on mõjutatud Kelvini lainetest (Lass ja Talpsepp, 1993; Fennel ja Seifert, 1995) ning erinevat tüüpi topograafilistest lainetest (Raudsepp, 1998; Pizzaro ja Shaffer, 1998; Raudsepp jt, 2003). Vee horisontaalne segunemine toimub peamiselt keeriste (Elken, 1996; Zhurbas jt, 2004) ja inertsvõnkumiste (Lass jt, 2003) abil.

Regulaarne pinnakihi keskmine tsüklonaalne voolamine ilmneb selgesti pinnakihi soolsuse jaotusest (Rohde, 1998), hoolimata hetkeliste hoovuskiiruste sporaadilisest iseloomust. Selline voolamise skeem leiab kinnitust ka 3D tsirkulatsioonimudelite keskmistatud tulemuste abil (Lehmann jt, 2002; Andrejev jt, 2004). Väinades ja kanalites tekitavad kahesuunalised konvergeeruvad hoovused migreeruvaid ning isetaastuvaid soolsuse püsifrondi (Soome lahe suue: Pavelson jt, 1997; Liivi lahe suue: Lilover jt, 1998), mis on sarnased Läänemere suuri sissevoolusid kontrollivale Kattegati–Skagerraki frondile (Stigebrandt ja Gustafsson, 2003).

Läänemere veekonveieri skeem, mis on kokku võetud eelpool esitatud uuringutulemuste põhjal, on toodud joonisel 4. Selle skeemi diskussiooniliseks kohaks on vertikaalne veevahetus Gotlandi ja Põhja süvikutes. Kui pika aja kestel arvati, et vertikaalsed vood jagunevad üle halokliiniga eraldatud piirkonna (alumise paneel joonisel 4) enam-vähem ühtlaselt, siis hiljutiste uuringutulemuste kohaselt (Lass jt, 2003) on Gotlandi



Joonis 4. Läänemere sisemise veeringe skeem (Elken ja Matthäus, 2006).

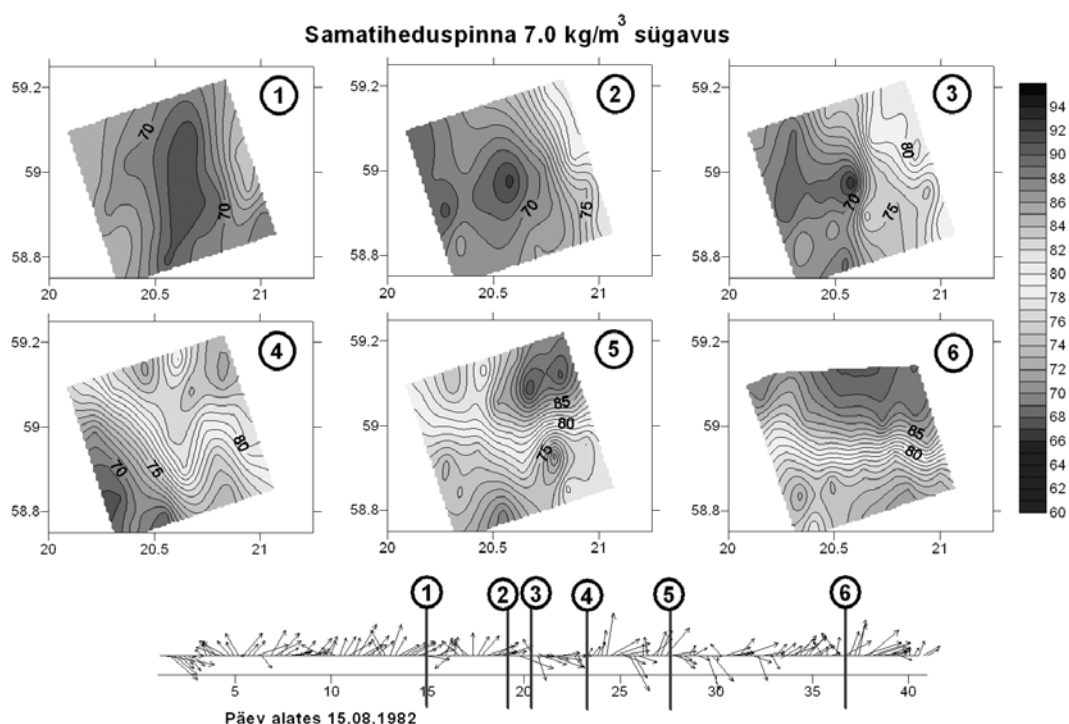
Figure 4. A scheme of the Baltic internal water cycle (Elken ja Matthäus, 2006).

süvikus diapüknilised vahetusvood veeringe sulgemiseks ebapiisavad. Seda toetavad ka modelleerimise tulemused (Meier ja Kauker, 2003), mille kohaselt süvavee eksport Gotlandi süvikust Põhja süviku ja Soome lahe suudme suunas on sama suur kui import Läänemere lõunaosast.

3. Soome lahe suudme dünaamikast

Professor Grasshoff püstitas ühes oma 1970-ndate lõpul peetud vestluses hüpoteesi, et Soome lahe suue on tõusvate vete ja sellega seotud toitainete voogude tõttu üks Läänemere ökosüsteemi dünaamika võtmepiirkondi. Viimase kahekümne aasta jooksul on Läänemere pika stagnatsiooniperioodi tõttu enamik halokliini ja süvakihtide füüsika uuringuid siiski olnud koondunud mere edelaosasse (Omstedt jt, 2004; Piechura ja Beszczynska-Möller, 2004) ja Gotlandi süvikusse (Hagen ja Feistel, 2004). Käesoleval ajal on Soome lahe suudmes toimuvate süvavee protsesside uurimine muutunud uuesti aktuaalseks, kuna Läänemere veekonveieri ülespoole suunatud look ja seal toimuvad protsessid ei ole piisavalt täpselt teada.

Tänapäevani parim süvakihtide eksperimentaaluuringute andmekogum pärineb 1982. a augustist-septembrist, kui Eesti ja Soome uurimislaevad Aju-Dag ning Aranda tegid HELCOM seirejaama läheduses 6 CTD mõõdistust 5-miilise sammuga jaamade võrgul.



Joonis 5. Halokliini sügavuse (samatiheduspind 7,0 kg/m³) kaardid Põhja süviku järjestikustel mõõdistustel 29.08–21.09.1982. Alumisel paneelil on toodud tuulevektorid ning mõõdistuste ajad.

Figure 5. Halocline depths (isopycnal 7.0 kg/m³) during subsequent mapping of the Northern deep. Lower panel presents the wind vectors and survey times.

Selleks perioodiks paigaldati ka kolm autonoomsete hoovusmõõtjatega poijaama. Halokliini sügavused järjestikustel mõõdistustel on esitatud joonisel 5. Halokliini sügavus uuringute käigus kasvas ja muutus polügoni piires erakordselt suures ulatuses, 67 kuni 90 m. Isopüknilise temperatuuri jaotuse kohaselt Soome lahe (antud juhul külmem) süvakihi vesi liikus piirkonna põhjaosas läände, vastupidiselt tavalisele estuaari veevahetusele. Suurte halokliini kalletega kaasnesid ebatavaliselt suured hoovuse kiirused – üle 20 cm/s sügavusel 90 m, kui tavaliselt on seal kiirused ainult mõni cm/s. Intensiivsete voolamiste tulemusel tekkisid analoogiliselt Stolpe kanaliga ka halokliinisisesed keerisläätsed.

Jälgitud halokliini dünaamikat – estuaari veevahetuse ajutine pöördumine, halokliini süvenemine – saab selgitada transpordi fluktuieruva komponendiga (Elken jt, 2003). Sobiva suunaga tuul puhub üles veetasemete vahe, mis tekitab Ekmani kihist allpool geostroofilise kompensatsioonihoo. Seetõttu tiheduste erinevusest tingitud transpordile Q_d (seose (1) analoog) lisandub tuule pinge projektsiooniga $\tau_\varphi(t)$ (suunale φ , sõltub basseini geomeetriast) võrdeline komponent

$$Q = Q_d + A_w \tau_\varphi(t), \quad (2)$$

kus võrdetegur A_w sõltub samuti basseini geomeetriast. Tsirkulatsioonimudeliga tehtud numbriliste eksperimentidega on näidatud, et Soome lahe suudmes kirdetuuled võimendavad estuaari transporti ning edelatuuled töötavad sellele vastu. Kui tuule edelaprojektsiooni kiirus ületab 4–5,5 m/s, muutub transpordi suund vastupidiseks.

Enne 1982. a eksperimenti, samuti mõõtmiste ajal domineerisid edelatuuled. Soome rannikujaamades mõõdeti septembri algul kiire veetaseme tõus – 30 kuni 50 cm mõne päeva jooksul. Sellekohane Soome lahe ruumala muutus vastab summaarsele sissevoolule 5000 m³/s, samal ajal kui keskmine väljavool on 3500 m³/s (Alenius jt, 1998). Standardse estuaari tsirkulatsiooni blokeerimine tekitab süvakihtides tugeva barokliinse reaktsiooni (jugavoolud, keerised, madalsageduslikud lained), kuna tuulest ja veetaseme vahest tingitud barotroopne voolamine lõikab samasügavusjooni.

4. Kokkuvõte

Hüpoteesi, et Läänemere veeringe tõusvad voolud paiknevad Põhja süvikus ja Soome lahe suudmes, toetavad argumendid:

- 1) süvavee eksport Põhja süvikusse on sama suur kui import Gotlandi süvikusse;
- 2) Gotlandi süvikus on turbulentsi mõõtmiste põhjal vertikaalne vahetus liiga väike veeringe sulgemiseks.

Läänemere tuulterežiimis domineerivad edelatormid. Nende korral ilmnevad Soome lahe suudmes ja Põhja süvikus mitmed diapüknilist segunemist soodustavad asjaolud:

- 1) voolamise pöördumisest tekkivad jugavoolud ja keerised suurendavad turbulentsi genereerivat kiiruste nihet;
- 2) estuaari transpordile vastupidiselt liikuvad kihid nõrgendavad vertikaalset stratifikatsiooni, vähendades segunemisel ujuvusjõudude vastu tehtavat tööd;
- 3) tuulelained on pikema laineteekonna tõttu kõrgemad kui teistes Läänemere piirkondades (Jönsson jt, 2003), mistõttu talvel halokliini erosiooniks vajaminev lainete murdumisest genereeritud turbulentne energia on suurem.

Kirjandus

- Alenius, P., Myrberg, K., Nekrasov, A., 1998. The physical oceanography of the Gulf of Finland: a review. *Boreal Env. Res.*, 97–125.
- Andrejev, O., Myrberg, K., Alenius, P., Lundberg, P. A., 2004. Mean circulation and water exchange in the Gulf of Finland – a study based on three-dimensional modelling. *Boreal Env. Res.*, 9, 1–16.
- Broecker, W. S., 1991. The Great Ocean Conveyor. *Oceanography*, 4, 79–89.
- Dietrich, G., 1948. Der jährliche Gang der Temperatur- und Salzgehaltsschichtung in den britischen Randmeeren und in der Nord- und Ostsee. In: *Wiss. Berichte, Dtsch. Hydrogr. Inst., Hamburg*, 80 pp.
- Döös, K., Meier, H. E. M., Döscher, R., 2004. The Baltic Haline Conveyor Belt or The Overturning Circulation and Mixing in the Baltic. *Ambio: A Journal of the Human Environment*, 33, 4, 261–266.
- Elken, J., 1996. Deep water overflow, circulation and vertical exchange in the Baltic proper. *Estonian Marine Institute Report Series*, 6, 91 pp.
- Elken, J., Matthäus, W., 2006. *Baltic Sea Oceanography. The BALTEX Assessment of Baltic Sea Basin climate change*, Springer (in preparation).
- Elken, J., Raudsepp, U., Lips, U., 2003. On the estuarine transport reversal in deep layers of the Gulf of Finland. *J. Sea Res.*, 49, 267–274.
- Fennel, W., Seifert, T., 1995. Kelvin wave controlled upwelling in the western Baltic. *J. Mar. Systems*, 6, 289–300.
- Fonselius, S. H., 1970. On the stagnation and recent turnover of the water in the Baltic. *Tellus*, 22, 533–544.
- Gustafsson, B. G., 2001. Quantification of water, salt, oxygen and nutrient exchange of the Baltic Sea from observations in the Arkona Basin. *Cont. Shelf Res.*, 21, 1485–1500.
- Gustafsson, B. G., 2003. Response of Baltic Sea to climate change-theory and observations. *Journal of Sea Res.*, 49(4), 243–256.
- Hagen, E., Feistel, R., 2004. Observations of low-frequency current fluctuations in deep water of the Eastern Gotland Basin/Baltic Sea. *J. Geophys. Res.*, 109, C03044, doi:10.1029/2003JC002017.
- Häkansson, B., Alenius, P., Brydsten, L., 1996. The physical environment in the Gulf of Bothnia. *Ambio, Special Report No. 8*, 5–12.
- HELCOM, 1990. Second Periodic Assessment of the State of the Marine Environment of the Baltic Sea, 1984–1988; Background Document. BSEP No. 35B.
- HELCOM, 1993. First assessment of the state of the coastal waters of the Baltic Sea. BSEP No. 54.
- Jakobsen, F., Trebuchet, C., 2000. Observations of the transport through the Belt Sea and an investigation of momentum balance. *Cont. Shelf Res.*, 20, 293–311.
- Jönsson, A., Broman, B., Rahm, L., 2003. Variations in the Baltic Sea wave fields. *Ocean Engineering*, 30 (1), 107–126.
- Köuts, T., Omstedt, A., 1993. Deep water exchange in the Baltic Proper. *Tellus*, 45A, 311–324.
- Lass, H. U., Talpsepp, L., 1993. Observations of coastal jets in the Southern Baltic. *Cont. Shelf Res.*, 13, 2-3, 189–203.
- Lass, H. U., Prandke, H., Liljebladh, B., 2003. Dissipation in the Baltic proper during winter stratification. *J. Geophys. Res.*, 108, C6, 3187, doi:10.1029/2002JC001401
- Lehmann, A., Hinrichsen, H.-H., 2000. On the Wind Driven and Thermohaline Circulation of the Baltic Sea. *Phys. Chem. Earth (B)*, 25, 2, 183–189.
- Lehmann, A., Hinrichsen, H.-H., 2002. Water, heat and salt exchange between the deep basins of the Baltic Sea. *Boreal Env. Res.*, 7, 4, 405–415.
- Lehmann, A., Krauss, W., Hinrichsen, H.-H., 2002. Effects of remote and local atmospheric forcing on circulation and upwelling in the Baltic Sea. *Tellus*, 54A, 299–316.

- Lilover, M.-J., Lips, U., Laanearu, J., Liljebladh, B., 1998. Flow regime in the Irbe Strait. *Aquatic Sciences*, 60, 3, 253–265.
- Lips, U., Lilover, M.-J., Raudsepp, U., Talpsepp, L., 1995. Water renewal processes and related hydrographic structures in the Gulf of Riga. – In: *Hydrographic studies within the Gulf of Riga Project 1993-1994*, Estonian Marine Institute, Report Series, No. 1, 1–34.
- Marmefelt, E., Omstedt, A., 1993. Deep water properties in the Gulf of Bothnia. *Cont. Shelf Res.*, 13, 169–187.
- Matthäus, W., 1984. Climatic and seasonal variability of oceanological parameters in the Baltic Sea. *Beiträge zur Meereskunde*, 51, 29–49.
- Matthäus, W., Franck, H., 1992. Characteristics of major Baltic inflows – a statistical analysis. *Cont. Shelf Res.* 12, 1375–1400.
- Matthäus, W., Lass, H.-U., 1995. The recent salt inflow into the Baltic Sea. *J. Phys. Oceanogr.*, 25, 280–286.
- Mattsson, J., 1996. Some comments on the barotropic flow through the Danish Straits and the division of the flow between the Belt and the Öresund. *Tellus*, 48, 456–471.
- Meier, H. E. M., Kauker, F., 2003. Modeling decadal variability of the Baltic Sea. Part 2: The role of freshwater inflow and large-scale atmospheric circulation for salinity. *J. Geophys. Res.*, 108, C11, doi: 10.1029/2003JC001799, 32-1 - 32-10.
- Myrberg, K., Andrejev, O., 2003. Main upwelling regions in the Baltic Sea – a statistical analysis based on three-dimensional modelling. *Boreal Env. Res.*, 8, 97–112.
- Omstedt, A., Elken, J., Lehmann, A., Piechura, J., 2004. Knowledge of the Baltic Sea physics gained during the BALTEX and related programmes. *Progress In Oceanography*, 63, 1-2, 1–28.
- Omstedt, A., Nohr, C., 2004. Calculating the water and heat balances of the Baltic Sea using ocean modelling and available meteorological, hydrological and ocean data. *Tellus* (2004), 56A, 400–414.
- Omstedt, A., Rutgersson, A., 2000. Closing the water and heat cycles of the Baltic Sea. *Meteorologische Zeitschrift*, 9, 1, 59–66.
- Pavelson, J., Laanemets, J., Kononen, K., Nömmann, S., 1997. Quasi-permanent density front at the entrance to the Gulf of Finland: Response to wind forcing. *Cont. Shelf Res.*, 17(3), 253–265.
- Piechura, J., Beszczynska-Möller, A., 2004. Inflow waters in the deep regions of the southern Baltic Sea-transport and transformations. *Oceanologia*, 46(1), 113–141.
- Piechura, J., Walczowski, W., Beszczynska-Möller, A., 1997. On the structure and dynamics of the water in the Slupsk Furrow. *Oceanologia*, 39 (1), 35–54.
- Pizarro, O., Shaffer, G., 1998. Wind-Driven, Coastal-Trapped Waves off the Island of Gotland, Baltic Sea. *J. Phys. Oceanogr.*, 28, 11, 2117–2129.
- Raudsepp, U., 1998. Current Dynamics of Estuarine Circulation in the Lateral Boundary Layer. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 47, 715–730.
- Raudsepp, U., 2001. Interannual and seasonal temperature and salinity variations in the Gulf of Riga and corresponding saline water inflow from the Baltic Proper. *Nordic Hydrology*, 32, 2, 135–160.
- Raudsepp, U., Beletsky, D., Schwab, D. J., 2003. Basin scale topographic waves in the Gulf of Riga. *Journal of Physical Oceanography*, 33, 5, 1129–1140.
- SNV, 1988. Monitor 1988. Sweden's marine environment – ecosystems under pressure. Swed. Envir. Prot. Agency, 207 pp.
- Stigebrandt, A., 1987. Computations of the flow of dense water into the Baltic Sea from hydrographical measurements in the Arkona Basin. *Tellus*, 39A, 170–177.
- Stigebrandt, A., Omstedt, A., Axell, L. B., 2003. Modeling the variations of salinity and temperature in the large Gulfs of the Baltic Sea. *Cont. Shelf Res.* 23, 265–294.

- Zhurbas, V., Stipa, T., Mälkki, P., Paka, V., Golenko, N., Hense, I., Sklyarov, V., 2004. Generation of subsurface cyclonic eddies in the southeast Baltic Sea: Observations and numerical experiments. *J. Geophys. Res.*, 109, C05033, doi:10.1029/2003JC002074.
- Zhurbas, V. M., Paka, V. T., 1999. What drives thermohaline intrusions in the Baltic Sea? *Journal of Marine Systems*, 21(1–4), 229–241.
- Whitehead, J. A., Leetmaa, A., Know, R. A., 1974. Rotating hydraulics of strait and sill flows. *Geophys. Fluid Dyn.*, 6, 101–125.

Baltic Sea Water Conveyor: Is the “Chimney” Located at the Entrance to the Gulf of Finland?

Jüri Elken

Marine Systems Institute, Tallinn University of Technology

Summary

It is argued that the upward loop of the Baltic internal water cycle is located in the Northern deep and at the entrance to the Gulf of Finland. The incoming deep water has to be converted into upward motions due to the continuity requirements. The upward loop in the Gotland basin is expected to be weak, since the deep water import is roughly equal to the export towards the Northern deep, and direct turbulence measurements show low mixing intensity. Diapycnal fluxes at the Northern deep and the Gulf of Finland entrance are enhanced during southwesterly storms that reverse the estuarine flow, generate energetic mesoscale motions in the halocline and decrease the strength of vertical stratification.

Magnetilise deklinatsiooni mõõdistamine

Jüri Jagomägi, Tiina Rauk, Mati Tee
AS REGIO

1. Probleemi aktuaalsusest

Meie elu kulgeb geofüüsikalistes väljades. Tavaline ilmakodanik suudab neist esimese hooga meenutada gravitatsiooni- ja magnetvälja. Raskusjõu mõju tunnetavad endal kõik, paljud inimesed aga pole kordagi näinud ei kompassi ega virmalisi.

Valdavalt teatakse orienteerumist ja kompassi, kus on oluline Maa magnetvälja horisontaalkomponent. Kompassinõel näitab alati põhjasuunda – see on aabitsatõde. Vähem aga teatakse, et see magnetnõela asendiga antud „alutine” põhjasuund on alalises muutumises. Ehk teisisõnu ei ütle kodanikule kääne ja selle muutumine ajas ja ruumis lisaselgitusest suurt midagi.

Magnetkompass on peaaegu kaotanud oma kunagise kommertstähtsuse. Ruumis navigeerimisel tõrjuvad kompassi asukohamääramise süsteemid, kuid „avariiväljapääsuna” on see tänini kasutusel navigatsioonis merel ja õhus ning arvel ka sõjaväes. Laialdaselt pruugivad seda lihtsat riista matkajad. Vanade ja traditsiooniliste kasutusalaade kõrval tuleb igapäevaellu ka uusi seadmeid (veebikaameraid ja fotoaparaate) millega muu hulgas fikseeritakse ka magnetasimuut. Üsna sageli kasutavad magnetvälja ilmakaarte määramiseks ja enese või objektide orienteerimiseks ruumis antennide ülesseadjad ja mitmesugused muud huvilised nagu näiteks püramiidide ehitajad ja arheoloogid. Kõik need rakendused eeldavad ka asukoha deklinatsiooni teadmist, iseasi kui täpselt.

Milleks kaasajal magnetilise kääne mõõdistamine? Magnetdeklinatsiooni kaardistused on põnevaks teabeallikaks Maa ja sellega toimuvate nähtuste kohta. Seega võib küsimusele vastata: Maast paremaks arusaamiseks.

2. Magnetkääne kujutusviisid kaardi ja kaardikultuuri osana

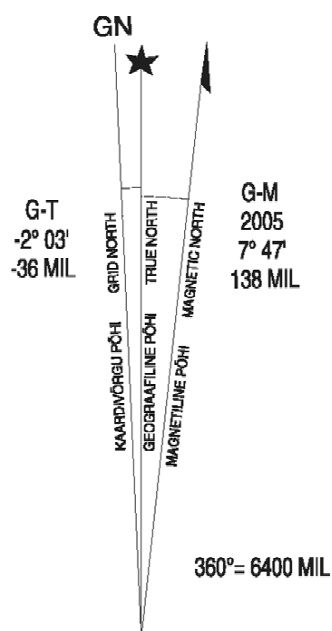
Magnetkäänet on esitatud maakaardil oma viis viimast sajandit. Võimalik, et samakäändejooned olid üheks esimeseks välja jõujoonte graafiliseks kujutuseks, seda veel enne välja, kui füüsika mõiste, kasutuselevõtmist. Laiemalt tuntud esitusviise kaartidel on viis:

- Suuna näitamisega – nooldiagrammid (joonis 1);
- Tekstina kaardi raami taga;
- Samakäändejoontega (joonis 2);
- Ringdiagrammid kaardil;
- Arvväärtusega kaardi pinnal.

Eestis väljaantud kaartidel on need kõik leidnud kasutamist. Koos aegade on muutunud suhtumine käändesse. Eesti esimese iseseisvuse ajal oli topograafilistel kaartidel kääne esitatud kartogrammina kaardilehe serval. Nõukogude ajal selliseid kaarte, kus kääne kujutamisel oleks mõte, Eestis välja ei antud.

Nõukogude Liidus väljaantud topograafilistel kaartidel kuni mõõtkavani 1:100 000 oli magnetkääne näidatud tekstina kaardi serval. Väiksemal mõõtkaval oli kääne kartogrammina kaardilehe serval või ka pöördel. Eesti taasiseseisvumise järel olid

kaardinduse juhtpositsioonil “põllumehed” ja kääne jäeti maismaakaartidel üldse esitamata. Alles mõned aastad tagasi jõuti äratundmiseni, et päris ilma siiski ei saa ja uuemad topograafilised kaardid ilmuvad joonisel 1 kujutatud nooldiagrammiga.



MAGNETNÕELA SUUNAPARAND KOORDINAATVÕRGU
PÕHJASUUNAST (G-M) ON IDASUUNALINE 7° 47'.
MAGNETIC VARIATION (G-M angle) TO EAST 7° 47'.

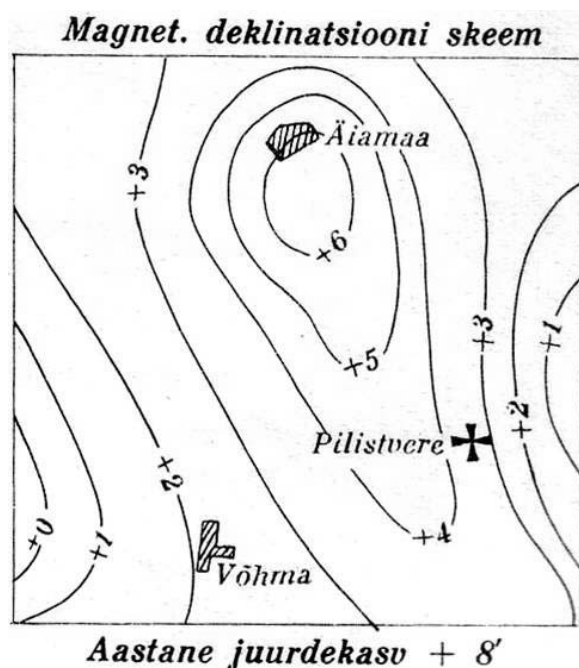
Joonis 1. Nooldiagrammina esitatud magnetkääne Eesti 1:20 000 mõõtkavas põhikaardil.
Figure 1. Magnetic declination shown as an arrow diagram on the Estonian Basic map at 1:20,000 scale.

3. Kaardifirma kokkupuuted

AS Regio kokkupuuted magnetkäände esitamise ja mõõdistamisega pärinevad 1993. aastast, kui Eestis hakati uuesti välja andma merekaarte. Tookord oli tegemist peaaesjalikult deklinatsiooni kujutamise paberkaardil.

Merekaartide kirjastamisega teema ei piirdunud, huvi hoidsid üleval ka mitmesuguste entusiastide pöördumised. Küsimusi käände suuruse kohta mingis kohas tuli näiteks püramiidide ehitajailt, ka arheoloogidelt, antennide paigaldajailt ja teistelt huvilistelt.

Teine suurem aktiivsusepuhang selles valdkonnas sai alguse seoses Eesti Kaitsejõudude kaardi, mõõtkavaga 1:20 000, kirjastamisega. Sedapuhku polnud asi ainult käände väärtuste kaardile kandmises vanade Nõukogude Liidu kaartide järgi, vaid välitööde käigus tuli need väärtused ka määrata.



Joonis 2. Magnetkäände esitamine skeemina Eesti 1:50 000 mõõtkavas topograafilisel kaardil (1930-ndad aastad).

Figure 2. Schematic presentation of magnetic declination on the Estonian 1:50,000 scale map from the 1930s.

4. Magnetkäände muutlikkus

Maa magnetväli on pidevas muutumises. Magnetkäänet iseloomustab suuruse ulatuslik kõikumine olenevalt asukohast. Eestis on käane idapoolne, keskmiselt 5–7°.

Maalähedasele magnetväljale on omane üsna suur ruumiline varieeruvus. Näiteks Eestis varieerub see ühe 1:20 000 põhikaardilehe (10 x 10 km) piires üsna sageli kuni 5°. Aga see pole kaugeltki lagi: Jõhvi anomaalia piirkonnas kõigub deklinatsioon mõne-kilomeetrise piirkonna sees kuni $\pm 15^\circ$.

Tähelepanuväärsel moel pole see muutlikkus mitte ainult globaalne nähtus, vaid on ka selgelt jälgitav lokaalselt, kuni mõnekümne meetrise mõõduga maatükkideni välja. Tehnogeensete mõjurite (elektriliinid, raudkonstruktsioonid) korral on see ala muidugi mõista veel pisem.

Lisaks ruumilisele varieeruvusele muutub magnetkäane ka ajas. Eestis kasvab see praegu keskmiselt kuni 0,1° aastas. Lisaks aastasele enam-vähem ühesuurusele juurdekasvule kõigub see ka ööpäevaringselt ja olenevalt aastaajast. Eestis on ööpäevane variatsioon kuni 0,2°.

Näeme, et väga täpselt määratud käane konkreetses punktis on kaarditegija jaoks üsna ebamäärane suurus. Seetõttu on kaardil alati esitatud teatud keskmistatud väärtus, asjaolu, mida peaks alati silmas pidama.

5. Nõuded mõõdistamisel

Kaartide väljaandjal on magnetdeklinatsiooni esitamisel kolm peamist huvi-valdkonda: 1) missugused on nõuded, 2) muutlikkus ajas, 3) muutlikkus ruumis.

Üldkehtestatud nõudeid magnetkäände kaartidel käsitlemiseks vist ei ole. Ühtegi suurst ei saa lugeda määratuks, kui pole antud selle suuruse mõõtemääramatust. Eesti Kaitsejõudude magnetkäände mõõtmise nõuete järgi on selleks $0,25^\circ$, mis vastab ööpäevasele keskmisele kõikumisele. Kõikjal pole nii suurt täpsust vaja. Meteojaamade tuulemõõdikute ülesseadmisel tuleb arvestada käändega kui see on suurem kui 5° , seega piisab veel väiksemast täpsusest.

Vaatluste ja mõõtmiste tegemisel sai lähtutud Eesti Kaitsejõudude ning Maa-ameti kirjasõnast, mis esitasid suhteliselt rangeid tingimusi. Väike väljavõte nendest nõudmistest:

- Kaugus raudteest 70–100 m;
- Kaugus kuni 20 m kõrgusest metallkonstruktsioonist vähemalt 40 m;
- Maa-aluste torude, konstruktsioonide jms vahetus läheduses ei tohi mõõta;
- Kanalisatsiooni jms hoolduskaevude ja luukide läheduses ei tohi mõõta;
- Läheduses ei tohi olla elektriliine;
- Liiklusvahendite läheduses ei tohi mõõta;
- Mõõdistaja ei tohi taskus kanda võtmeid, taskunuga jms.

Need nõuded tekitavad teatud kahtluse, et silmas pole peetud tavapäraseid navigatsioonivajadusi, vaid midagi enam, st geofüüsikalisi mõõtmisi. Viimaste rakendusvaldkond jääb aga kaugelt väljapoole kompassikasutuse ja üldtopograafiliste kaartide kirjastamise vajadusi.

6. Magnetkäände määramine

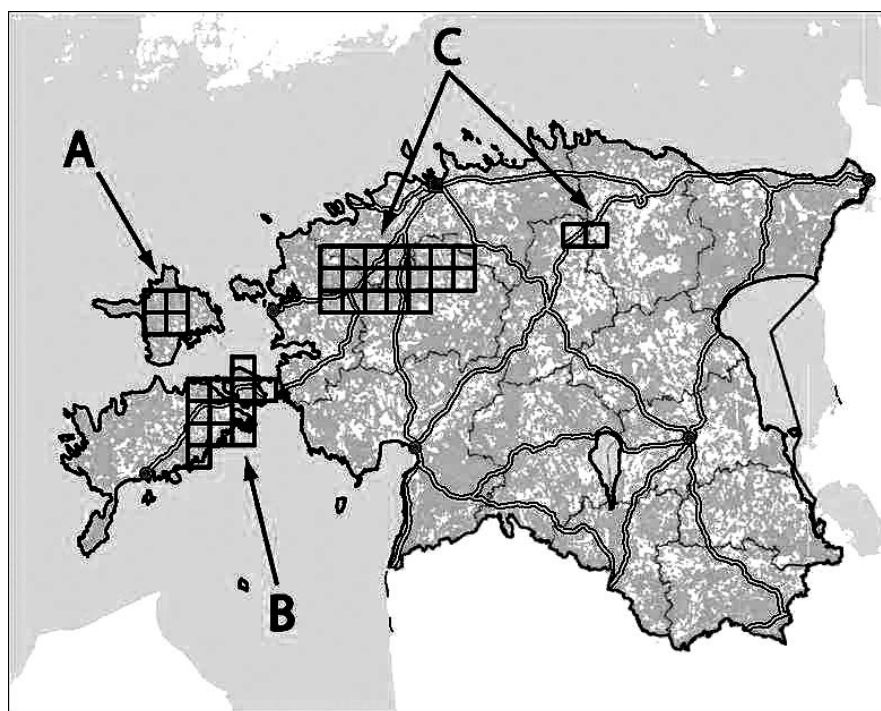
Vaatluskohaks on vaja vähemalt kaks võimalikult täpselt teadaolevate koordinaatidega punkti, kus puuduvad Maa magnetvälja häirivad objektid. Seda vähemalt silmaga nähtavalt, sest maa sisse ei näe. Koordinaatide määramise vajalik täpsus oleneb deklinatsiooni mõõtmise täpsusest, aga ka punktidevahelisest kaugusest. Sageli osutub vaatluskoha leidmine piiratud nähtavuse ja juurdepääsetavuse ning “magnetiliste segajate olemasolu” tõttu keeruliseks ning enim aeganõudvaks toiminguks. Näiteks tiheasustuspiirkonnas ei ole see lihtne ülesanne. Täpsemate mõõtmiste korral on vaatluskohaks otstarbekas võtta 3–5-nurkne hulknurk.

Vaatluskohati otsiti igale kaardilehele vähemalt viis, mis paiknesid ligikaudu regulaarselt, nurkades ja keskel. Kindlamate tulemuste saamiseks ja varieeruvuse määramiseks püüti vaatluskohati leida topelt rohkem.

Välitöödel kogutud andmete hulk on üsna suur, samuti arvutusmaht järgneval statistilisel töölusel. Sealjuures mõõdalaskmised mõõdistamisel ilmnevad alles andmete töötlemise käigus. Seega võib eksete korrigeerimine osutuda üsna vaevanõudvaks. Mugavam ja kindlam on teha esmased arvutused vahetult mõõdistusobjektidel. See tingis lugemite sisestamiseks ja algtöötlemiseks spetsiaalse tarkvara – *MagDeklin* – loomise. Tarkavara andis välitöötajatele võimaluse operatiivselt kontrollida sisestatud andmeid. Äpardunud mõõtmised korrati. Andmete sisestamise ja silumise järel leiti iga punktipaari või hulknurga jaoks magnetasimuudid ning arvutati kääne. Saadud väärtused keskmistati, saades nii vaatlustekoha või -polügooni keskpunktidele väärtused.

Edasiseks ülesandeks oli saada sõredatest algandmetest ruumiliselt pidev, välja iseloomustav andmestik. Selleks on suur valimik meetodeid ja mitmeid kaarditarkvarasid. Erinevate interpoleerimisvõimaluste ja parameetrite valikute vahel orienteerumine on mõnes mõttes võrreldav kunstiga, mitte tehnoloogiaga. Teema on läbitöötamata ja seda ei ole võimalik teha n-ö tootmise käigus.

Lihtne on tekitada mitmeid magnetkäände mudeleid ja kaardilehe keskpunkti kääne on erinevate käänete keskmine. Regios kasutati eelloetletud toiminguteks tarkvarapakette *Microsoft Excel* ja punktandmetest pideva välja konstrueerimisel *MapInfo* koos viimase mooduliga *VertikalMapper*.



Joonis 3. AS Regio poolt 2004.-2005. aastal teostatud käände mõõdistused Eestis.

Figure 3. The measurements of magnetic declination performed by Regio Ltd., 2004-2005.

7. Probleemid

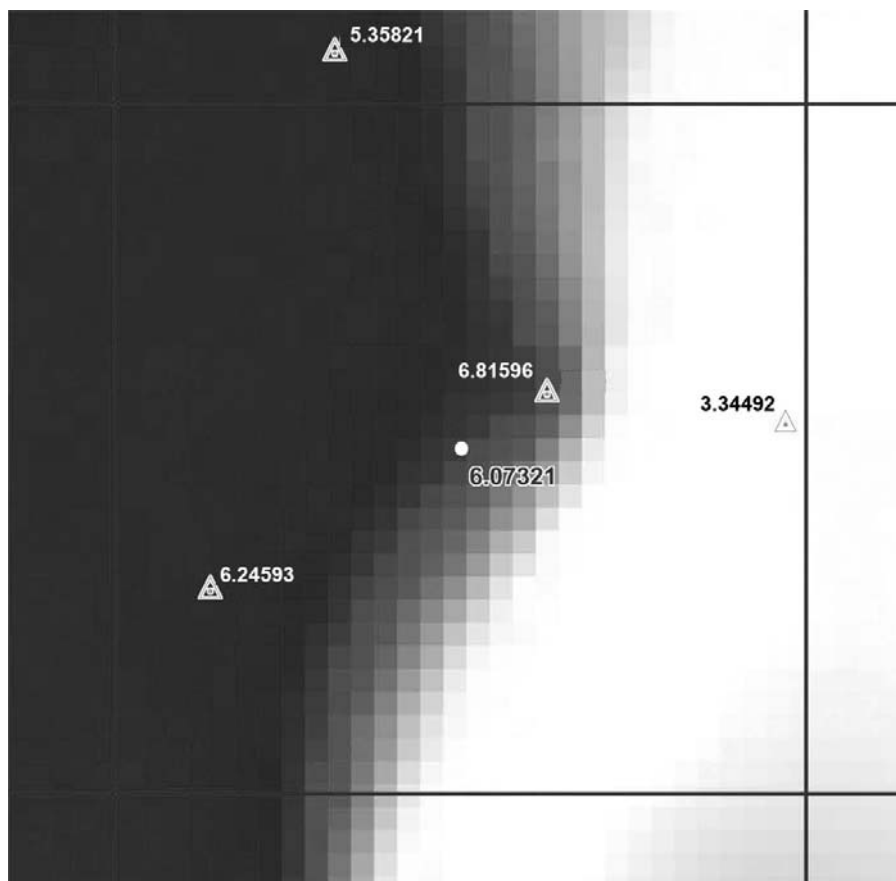
Mõõtevahendite komplekteerimisel lähtuti sellest, et bussool ei oleks liiga tundlik, oleks lähedane n-ö sõduri kompassile – nii saame vähem häireid. Justeerimine, kalibreerimine ja taatlemine, mis olid tellija poolt seatud tingimuseks, viisid vastavate meetodite, tehnoloogia välja töötamisele.

Justeerimisel oli põhiprobleemiks bussooli ja pikksilma telgede paralleelsus, mis nõudis hoolikat kontrollimist.

Vajalikuks osutus testpolügooni rajamine kontrollmõõtmiste jaoks. See loob võimaluse välitöötajate koolitamiseks ja kutseoskuste läbikatsumiseks. Polügoonile on planeeritud kordusmõõdistamised enne järgmise suurema mõõdettsükli algust.

Kaardi lehe keskpunkti kääne (joonis 4) on eeldatavalt matemaatiliselt korrektne näitaja. Omaette küsimus on, kui sisukas ja otstarbekas kaardi kasutajale. Seda on raske kontrollimiseks üle mõõta ja kas kaardi kasutaja sinna satubki ja üles leiab. Lähtutakse oletusest, et arvutatud kääne on kogu kaardilehe ulatuses ühtlane, seda teatud vea piires. Kui suur see viga võib olla, pole selge.

Teoreetiliselt on võimalus võrrelda käänet naaberlehtede väärtustega ja nuputada välja võimalikud tendentsid. Kasutajasõbralikum oleks esitada mõõtmiste tulemused näiteks käände isojoontega või mõõtmiskohtade keskvaartustega kaardilehe serval või siis põhikaardil endal.



Joonis 4. Mida väljendab 10 x 10 km kaardilehe keskmine magnetiline kääne? (Tume vastab suurematele, hele väiksematele väärtustele.)

Figure 4. What is the meaning of the average declination on the 10 x 10 km map sheet?

Teiseks probleemiks on mõõtekohtade valik. Kus mõõta, kuidas vältida „segavate objektide” mõju? Oluline on hinnangute andmine vaatluskohale. Millal on koht esinduslik, millal toimivad segajad? Praktiline kogemus näitab, et üllaloetletud karmid nõudmised on praeguste vajaduste jaoks ülepingutatud. Pigem on nende tulemuseks asjaolu, et üsna suured tiheasustusalad, elektriliinide, raudteede, torustike või muude kommunikatsiooni-

süsteemidega piirkonnad jäävad vaatluskohtadeta. Vaatluskohtade valiku regulaarsuse nõue saab rikutud ning kaardilehe jaoks arvutatud suurus ei pruugi omada vaatluslikku baasi suuremal osal kaardiga kaetud alast.

Kui täpselt on mõtet mõõta kaardilehtede käännet mõõdistamisel – kaardi valdavate kasutajate seisukohalt mitte täpsemalt kui pool kraadi. Olulisemaks kui suur käände täpsus võivad olla aastase juurdekasvu piirkondlikud anomaaliad, kui eeldada, et kaardi leht on kasutuses ka kümnekonna aasta järel.

Kaarditegija jaoks on valusaks probleemiks sõredatest lähteandmetest pideva väljapildi loomise meetodika usaldusväärsus. Erinevad algoritmid annavad erinevaid tulemusi, siinkohas oleksid praktikutele hädavajalikud teoreetiliselt põhjendatud reeglid.

Ühiselt tuleks midagi ära teha, kasutades näiteks aeromeetodeid, võtta kasutusele uuemad magnetomeetrid, juurutada paremaid kaardistamise tehnoloogiaid.

8. Järeldused

Eestis kaartide tarbeks magnetilise käände mõõdistamise seisu ja kulgu ning AS Regio kogemust arvestades on peamiseks järelduseks see, et fragmentaalselt, üksikute kaardilehtede kaupa mõõdistamine (joonis 3) pole otstarbekas.

Andmed peaksid olema mõõdistatud uuemate, geofüüsikaliselt enam vastuvõetavate vahenditega ja koondatud suuremate piirkondade kaupa.

Tuleb märkida, et seni pole Eestis kaardidel nõutud ka käände muutumise (aastase juurdekasvu) ega anomaalsete kohtade näitamist.

Muud järeldused:

- Kasutatud käände mõõtmise tehnoloogia kuulub eelmise sajandi esimesse poolde.
- Usume siiski, et Regios kasutatud vahenditega on magnetiline käanne määratav $0,25^\circ$ täpsusega.
- Nõuetekohaste, suhteliselt rangete eeskirjade järgi esinduslike punktide leidmine on aeganõudev, raske ja kohati võimatu. Panustada tuleks mõõdistuspunktide arvu suurendamisele.
- Modelleerimise vahendid on suurte võimalustega, aga käände määramise sobivuse seisukohalt läbi töötamata. Eri tegijate vahel pole selles osas konsensust.
- Vaja oleks muutlikkuse, varieeruvuse visualiseerimist mingil viisil, kas otse kaardil või skeemina selle äärisel.
- Käände mudel või selle tuletised peaksid olema kättesaadavad ka iseseisvalt, näiteks Internetis või mõnel andmekandjal.

Lõpetuseks võib öelda, et kaardilehe keskmine magnetkäanne on üks kallimaid, kuid samas vähemütlevamaid näitajaid. Ühe kaardilehe käände määramiseks tehtud mõõtmised ja töötused moodustavad umbes ühe kümnendiku kaardilehe väljaandmise kuludest.

Kirjandus

- Eesti Maa-amet 2002. Eesti põhikaardi 1:10 000 digitaalkaardistuse juhend. Maa-ameti kartograafiabüroo, 169 lk.
- Hager, J. W., Fry, L. L., Jacks, S. S., Hill, D. R., 1990. Datums ellipsoids and grid reference systems (unclassified), Defence Mapping Agency.
- Kaitsejõudude Peastaap, 2001-2002. Kaitseväe topograafia käsiraamat, esimene väljaanne. Tartu, 94 lk.
- Laks, M., 1939. Merepraktika ja signalisatsioon. Tallinna Merekooli lõpetanud kaugesõidukaptenite ühingu väljaanne, Tallinn, 148 lk.
- MAS 1987. Standartion agreement (Stanag), Military agency for standartization (MAS), NATO unclassified.
- Randjärv, J., 1997. Geodeesia I. Tartu, 360 lk.
- Tamm, A., 2004. Magnetilise käände määramine Läänemaal (Matsalu). Tartu, 7 lk.

Magnetic Declination Measurements

Jüri Jagomägi, Tiina Rauk, Mati Tee
REGIO Ltd.

Summary

Magnetic declination shows how much the magnetic north differs from the true north. In some fields, this indicator is essential.

There are several ways for representing magnetic declination on a map, most common being diagrams, isorithms and number values. *Regio Ltd.* has dealt with the measuring and representation of magnetic declination while making navigation maps in the 1990s and while publishing Estonian Basic Map for the Estonian Defense Forces in 2000–2005.

Magnetic declination varies in time and space – that is the reason why measurements have to be made periodically and continuously. There are very severe instructions and requirements for the measuring process of magnetic declination which turns the measuring process very expensive and makes it difficult to find suitable places for measurements in densely populated areas.

There are very many different interpolation methods to create the model from isolated measurement points. It is necessary to decide which of these methods are the most suitable for this field of research.

We faced many problems and questions while measuring magnetic declination and representating it on maps. The most essential issues are: a) does the value of declination in the map centre represent the declination in whole map area? b) how precise should the measurements be? c) which methods of modeling are the most suitable?

Here are some conclusions we have drawn. It is not practical to measure declination in fragmented areas once in a while; the measurements should be carried out in large areas all at once. It is also necessary to measure temporal changes in declination. Anomalies – areas where the magnetic declination extremely deviates from surrounding areas and changes quickly in time – should be located. It is not objective to represent the declination of the whole map with a diagram for only one point – the map centre. Too severe requirements for the measuring process have proved to be useless because the result is still quite a general indicator for a map.

In conclusion, we hope that with new measurement methods and devices the measuring process of magnetic declination will become more effective. Rational choice among modeling methods assures that the result will be most accurate.

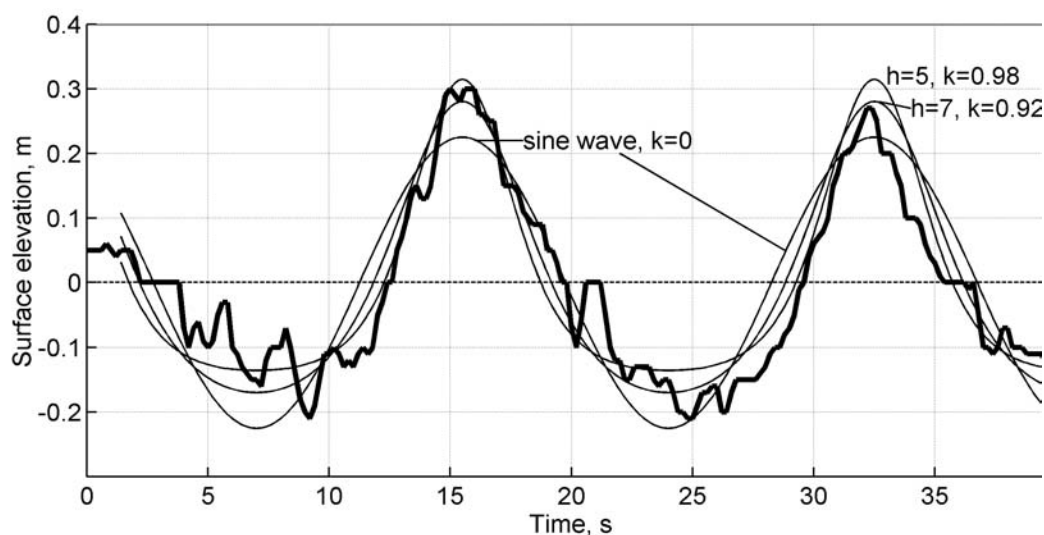
Tehnogeensed lained Tallinna lähel

Reio Põder

Tartu Ülikooli füüsika-keemiateaduskond,
Tallinna Tehnikaülikooli Küberneetika Instituut

Merelaineid tekitavad ja kujundavad tuul, rannajoon, vee sügavus, hoovused, veetase, õhurõhk ja nende muutumine ning ka suured vees liikuvad kehad – laevad. Tallinna lähel on huvitavaks ja eripäraseks nähtuseks ligi 100 m pikkuste, kuni 1000 tonni raskuste ja umbes 40-sõlmelise kiirusega liikuvate kiirlaevade tekitatud lained.

2003.-2004. aastal viidi läbi eksperiment, mille peamine eesmärk oli katseliselt kontrollida kiirlaevalainete profiili madalas vees ning selle kaudu täpsustada kiirlaevalainete võimalikku mõju keskkonnale (Soomere jt, 2005). Tallinna lahe rannavööndis teostatud mõõtmistest selgus, et isegi suhteliselt madalate (kuni poole meetri kõrguste) pikkade laevalainete kuju erines märgatavalt sama kõrgete siinuslainete omast (joonis 1). Lainete harjad on märksa saledamad ning ulatuvad selgelt kõrgemale kui samade parameetritega siinuslainete harjad.



Joonis 1. Reaalselt mõõdetud laevalaine kõrgusega ligikaudu 45 cm ja perioodiga ligikaudu 17 s (jäme joon). Mõõtmispaigas oli vesi 5 m sügav. Selle kõrvale on toodud lainete teoreetilisi profiile: samade parameetritega siinuslaine profiil ja vee sügavustele 5 ja 7 m vastavate samade parameetritega knoidaalsete lainete profiilid ning nendele vastavad Jacobi elliptiliste funktsioonide parameetri k väärtused.

Figure 1. Water surface time series in a ship wave with a height of about 45 cm and a period of about 17 s at a measurement site with a water depth of 5 m (bold line). Other lines show the shape of a sinusoidal wave with the same parameters and the theoretical shapes of cnoidal waves with the same parameters but for the water depths of 5 and 7 m, and the corresponding values of parameter k in Jacobi elliptical functions.

Lainete kuju täpsem analüüs (Soomere jt, 2005) näitas, et kiirlaevalainete profiil suhteliselt madalas vees (ligikaudu 5 m sügavusel) langeb enamasti suure täpsusega kokku knoidaalsete lainete profiiliga. Sellise sügavusega vees on aga tuulelained veel suhteliselt hästi kirjeldatavad klassikalise siinuslainete teooria abil. Taoline erinevus tuleneb kiirlaevalainete suuremast pikkusest. Laevalainete paketi pikemate komponentide perioodid Tallinna lähel on 10–15 sekundit, kuid tuulelainete perioodid on tavaliselt 3–4 s ning vaid väga tugevates tormides ulatuvad 7–8 sekundini (Soomere, 2005a).

Knoidaalsete lainete teooria on üldiselt sobiv suhteliselt pikkade lõpliku kõrgusega lainete kirjeldamiseks suhteliselt madalas vees (Massel, 1989; knoidaalseteks laineteks nimetatakse Korteweg-de Vriesi võrrandi perioodilise lahendi kujule vastavaid laineid). Kiirlaevalainete parameetrid ligikaudu 2–10 m sügavuses vees sobivad knoidaalse teooria eeldustega. Ideaalsetes tingimustes (täiesti sileda ja horisontaalse põhjaga meres) levivate kiirlaevalainete omadused peaksid seega hästi vastama knoidaalse teooria poolt prognoositud parameetritele. Tegelikult on merepõhi, eriti rannavööndis, kaugel ideaalsest. Laevalainete mõõtekohas Aegna muuli lähistel on merepõhja topograafia üsna keerukas ning põhi on mitmes kohas kaetud suurte rahnudega. Seetõttu ei olnud sugugi kindel, et laevalained reaalses situatsioonis on kirjeldatavad knoidaalse teooria vahenditega.

Kuna looduslike tegurite mõjul tekivad nii pikad ja kõrged lained Tallinna lähel erakordselt harva, on kiirlaevalained seal kvalitatiivselt uudseks nähtuseks (Soomere, 2005b). Asjaolu, et nende kuju erineb siinuslainete omast, võib nende võimalikku mõju merepõhjale, rannale ja mere-elustikule oluliselt suurendada.

Knoidaalsete lainete iseloomuliku profiili tõttu liiguvad veeosakesed nendes kiiremini kui sama kõrgetes ja sama perioodiga sinusoidaalsetes lainetes. Arvutused näitavad, et 4 m sügavuses vees võib veeosakeste kiirus kiirlaevalaines olla mitmeid kordi suurem kui prognoosib klassikaline siinuslainete teooria (joonis 2).

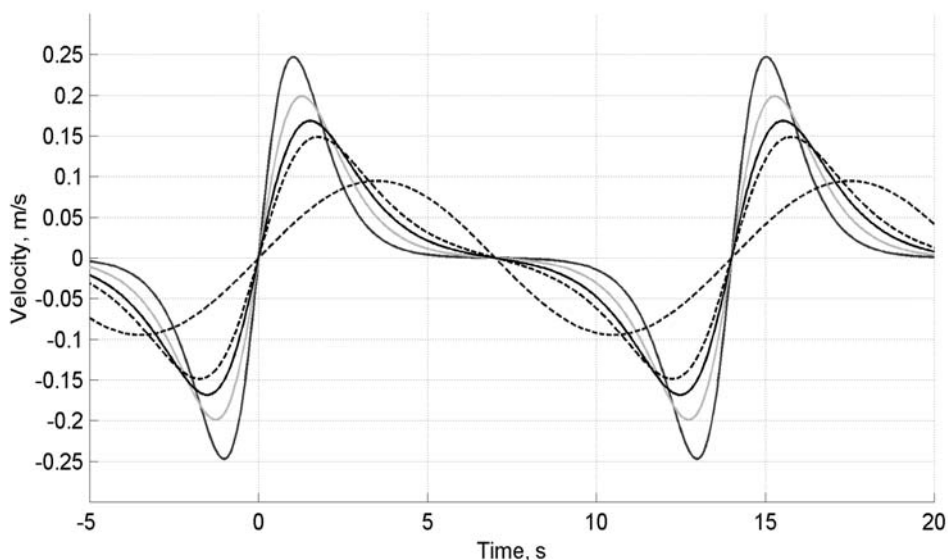
Kiirlaevalainete poolt indutseeritud ebatavaliselt suured vee kiirused teatavates sügavustes kujutavad endast suurt potentsiaalse ohu allikat rannavööndis (Soomere ja Kask, 2003). Toodud analüüsist järeldub, et varasemates töodes ja hinnangutes (näiteks Guidelines, 2003) on seda ohtu tugevasti alahinnatud.

Kiiremini liikuvatel veeosakestel on suurem impulss ning järelikult ka suurem mehhaaniline mõju, mis ulatub kuni 20 meetri sügavuseni. Niisugused lained võivad kiirendada ranniku erosiooni, kahjustada hüdrotehnilisi rajatise ja põhjataimestikku, mõjutada vee hapnikusisaldust. Suhteliselt suurtes sügavustes võivad need tõsta vee-sambasse hulgaliselt peeneteralisi põhjaseteid, mis üldiselt halvendab vee kvaliteeti ja läbipaistvust (Erm ja Soomere, 2004). Peeneteraliste setete transport kalade kudemis-aladele ja nende väljasettimine kudemise ajal või vahetult pärast seda võib mõjuda halvasti kalavarude taastootmisele.

Laevalainete knoidaalsete ja vahel isegi solitonilaadsete omaduste tõttu võivad need põhjustada seni arvatust suuremat ohtu väiksematele laevadele ja paatidele ning ujujatele. Sellised lained levivad kompaktsete rühmadena, mõjutades ka laevateest kaugemal paiknevaid madalaveelisi piirkondi, mis on bioloogiliselt aktiivsed ja kus on kerge liigutada põhjaseteid. On tõenäoline, et teatav osa laevalainete negatiivsest mõjust (näiteks rannikukahjustused Aegna saarel jm, kalavõrkudesse sattunud meretaimede suur hulk jpm) on põhjustatud nimelt nende mittelineaarsetest omadustest.

Kuna laevalainete pikkus kasvab laeva kiiruse suurenemisel, on esmaseks vahendiks võimalike negatiivsete efektide minimeerimisel laevade kiiruse piiramine.

Esialgssed hinnangud näitavad, et laevalainete pikkus ja kõrgus väheneksid oluliselt, kui kiirlaevad liiguksid Tallinna lahes (ligikaudu 14 km pikkusel lõigul) praeguse 35–40 sõlme asemel kiirusega 20–25 sõlme (Soomere jt, 2003). Sel juhul kestaks üks reis Tallinna ja Helsingi vahel ainult kümme minutit kauem, kuid tõenäoliselt õnnestuks oluliselt vähendada lahe rannikutele langevat lainekoormust ning vältida keskkonnakahjustusi.



Joonis 2. Veeosakeste vertikaalkiirused veesamba keskel 90 cm kõrguses ja 14 s perioodiga knoidaalses laines vee sügavuste 7, 6, 5 ja 4 m jaoks. Väiksematele sügavustele vastavad suuremad kiiruse maksimaalväärtused. Veeosakeste kiirusi samade parameetritega siinuslained näitab väikseima amplituudiga katkendjoon.

Figure 2. Vertical velocity of water particles in the middle of the water column in different approximations of a cnoidal wave with a height of 90 cm and a period of 14 s for water depth of 7, 6, 5 or 4 m. Larger maximum velocities correspond to smaller depths. A dashed line with the smallest maximum value corresponds to a sine wave with the same height and period.

Kirjandus

- Erm, A., Soomere, T., 2004. Influence of fast ship waves on the optical properties of sea water in Tallinn Bay, Baltic Sea, *Proc. Estonian Acad. Sci. Biol. Ecol.*, 53, 3, 161–178.
- Guidelines for Managing Wake Wash from High-Speed Vessels, 2003. Report of the Working Group 41 of the Maritime Navigation Commission. International Navigation Association (PIANC), Brussels, 32 pp.
- Massel, S. R., 1989. *Hydrodynamics of coastal zones*. Elsevier, Amsterdam, 336 pp.
- Soomere, T., 2005a. Wind wave statistics in Tallinn Bay, *Boreal Env. Res.*, 10, 2, 103–118.
- Soomere, T., 2005b. Fast ferry traffic as a qualitatively new forcing factor of environmental processes in non-tidal sea areas: a case study in Tallinn Bay, Baltic Sea, *Environmental Fluid Mechanics* 5, 4, 293–323.
- Soomere, T., Elken, J., Kask, J., Keevallik, S., Kõuts, T., Metsaveer, J., Peterson, P., 2003. Fast ferries as a new key forcing factor in Tallinn Bay, *Proc. Estonian Acad. Sci. Eng.* 9, 3, 220–242.
- Soomere, T., Kask, J., 2003. A specific impact of waves of fast ferries on sediment transport processes of Tallinn Bay. *Proc. Estonian Acad. Sci. Biol. Ecol.*, 52, 3, 319–331.
- Soomere, T., Põder, R., Rannat, K., Kask, A., 2005. Profiles of waves from high-speed ferries in the coastal area, *Proc. Estonian Acad. Sci. Eng.* 11, 3, 245–260.

Technogeneous Waves in the Coastal Area of the Tallinn Bay

Reio Põder

*Faculty of Physics and Chemistry, University of Tartu,
Institute of Cybernetics, Tallinn University of Technology*

Summary

The purpose of the current study was to detect the specific features of ship-generated waves in shallow coastal areas, and to establish their possible excessive influence on marine environment. Based on experimentally recorded wave pictures, it was established that the shape of ship-generated waves of even relatively small height (0.4–0.5 m) essentially differs from that of wind waves near the coast. Their crests are slim and their troughs are flat. To first approximation, they can be described using the theory of cnoidal waves. The maximum velocities under the crests of cnoidal ship waves in realistic conditions of the coastal area of the Tallinn Bay may several times exceed analogous velocities in sine waves. Accordingly, their possible influence on the seabed, water quality and local ecosystem is much larger than expected from the classical linear wave theory.

Jäänähtuste ja veetemperatuuri tundlikkus kliima muutusele

Ove Pärn

Tallinna Tehnikaülikooli Meresüsteemide Instituut

1. Sissejuhatus

Eesti idapiiril asuv Peipsi järv kuulub Euroopa suurimate järvede hulka, kuid järve keskmine sügavus on vaid 7 m. Peipsi järve soojusrežiimi määravad ära tema asend parasvöötme põhjaosas, väga muutlike ilmastikutingimustega piirkonnas ning tema geomeetriselised iseärasused – suur pindala ja väike sügavus. Viimane asjaolu on eriti oluline, kuna jäävabal perioodil ulatuvad lainetuse mõju ning tugev segunemine enamasti põhjani, mistõttu sügavates järvedes tavaline temperatuurikihistus on Peipsil lühiajaline ja ebastabiilne (Jaani, 2001). Madalaveelise Peipsi põhiprobleem on vee kvaliteet, mis möödunud aastakümnete jooksul on oluliselt halvenenud (Jaani, 2001).

Veetemperatuur kontrollib enamuse bioloogiliste protsesside intensiivsust järves, soojusrežiimi muutus võib otseselt reguleerida liikide kasvu ja reproduktsiooni taset. Kuna kõik vee ja märgalade liigid on kohastunud kindlale temperatuurivahemikule, omab veetemperatuur ka vegetatsiooni algsignaali tähendust, kus võtmeperioodiks on kevad. Paljude keemiliste ja biokeemiliste protsesside puhul suurendab temperatuuri tõus otseselt nende kiirust. Protsessi kiirus muutub 10 °C kohta ligikaudu 2 korda (Jørgensen, 1994). Näiteks zooplanktoni ainevahetus kiireneb 10 °C kohta keskmiselt 2,3 korda (Ivanova, 1985).

Enamikul kaladest on kudemise algsignaali veetemperatuuri teatud läviväärtuse ületamine (Pihu, 1999). Temperatuurimuutuste järgi saab üsna täpselt ennustada, millal üks või teine kalaliik hakkab kudema, samuti seda, kas kudemine tuleb aeglane ja loid, või kiire ja massiline.

Töö uudsus põhineb asjaolul, et Peipsi soojusbilanss on praktiliselt uurimata, samaaegselt kui limnoloogidel ja kalauurijatel on otsene vajadus teada veetemperatuuri jaotust aastate lõikes. Veetemperatuuriga on seotud aastatevahelised nihked kalade kudemisaegades ja toiduahela ajastuses.

Kliimauuringud Eestis näitavad, et õhutemperatuur 20. sajandi teisel poolel on kasvanud 1–1,7 °C, kusjuures suurim juurdekasv on toimunud kevadel (Jaagus, 2003), mil temperatuurimuutuste mõju elustikule on kõige intensiivsem. Tiirikoja järvejaama andmete põhjal on aastatel 1955–1995 hilistalvel ja varakevadel ilm oluliselt muutunud. Märtsi temperatuur on keskmiselt tõusnud 5 °C (Keevallik, 2003).

Kliimamuutuste mõju veeökosüsteemidele väljendub varasemas jääminekus, vegetatsiooniperioodi pikenemises ning veekogude produktiivsuse tõus (Irigoién jt, 2000). Kuna järve elustik on tihedas sõltuvuses jääperioodi pikkusest ja veetemperatuurist, siis termilise režiimi modelleerimine võimaldab paremini hinnata järve keskkonnan seisundit ja prognoosida selle võimalikke muutusi.

Autor on uurinud Peipsi järve veetemperatuuri ja jää paksuse sõltuvust atmosfääri soojusvoogudest, kasutades numbrilise modelleerimise meetodit. Põhitähelepanu all on kevadine vee soojenemine, mis on vegetatsiooni perioodi algus – ärkamisaeg.

Peipsi järve soojuslikke protsesse on senini vähe uuritud (Jaani, 2001), jää ja vee modelleerimisega on hakatud tegelema alles viimastel aastatel (Mött, 2001; Pärn, 2001; Reinart ja Pärn, 2003).

Töö eesmärk oli modelleerida Peipsi järve sesoonne soojuslik tsükkel ning uurida jäänähtuste ja veetemperatuuri tundlikkust kliimamuutusele.

Pioneerideks, kes uurisid numbrilisel meetodil jää termodünaamikat Arktikas, olid Untersteiner (1964) ja Maykut (1971). Jäänähtuste ja veetemperatuuri tundlikkust kliimamuutusele järvedel on uuritud alates 1984. aastast (Liston ja Hall, 1995; Fang ja Stefan, 1996; Menard, 2002).

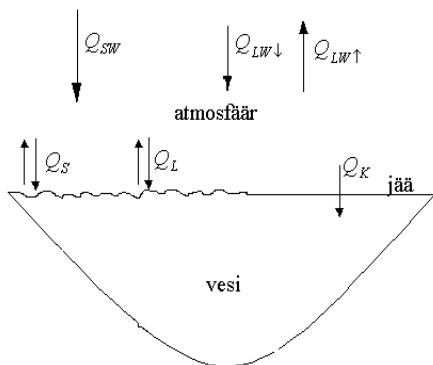
Töö tegemisel on kasutatud aastatel 1985–1989 ja 2001/2002 Tiirikoja järvejaamas mõõdetud andmeid: õhuniiskust, õhutemperatuuri, tuulekiirust, üldist pilvisust. Nende andmete põhjal arvutati Peipsi järve veetemperatuuri ja jää paksuse ajaline käik aastate lõikes. Uuriti kliima muutuse mõju jää sulamisele ja kevadisele vee soojenemisele. Saadud tulemusi on kõrvutatud reaalsete Mustvee hüdromeetriaajas mõõdetud Peipsi järve päevakeskmiste veetemperatuuridega ja viiepäevase intervalliga mõõdetud jää paksustega.

2. Mudeli kirjeldus

Järve soojusbilanssi (joonis 1) iseloomustab soojuse koguvoog Q_T (W m^{-2}) ehk atmosfäärist järve tulevate ja sealt lahkuvate soojusvoogude summa.

$$Q_T = Q_{SW}(1 - \alpha) + Q_{LW\downarrow} - Q_{LW\uparrow} + Q_S + Q_L - Q_K, \quad (1)$$

kus Q_{SW} on lühilaineline kiirgus, α – albeedo, Q_S – turbulentse ülekandega seotud kontaktne soojusvoog, Q_L – aurustumise ja kondenseerumisega seotud latentne soojus, $Q_{LW\downarrow}$ – sissetulev pikalaineline kiirgus, $Q_{LW\uparrow}$ – tagasi kiiratud pikalaineline kiirgus, ning atmosfäärist läbi jää minev soojusvoog Q_K .



Joonis 1. Järve ja atmosfääri soojusvahetuse komponentide skeem.

Figure 1. Scheme of heat fluxes between atmosphere and lake.

Termodünaamiliste muutuste käivitajaks järves on eelkõige atmosfääri ja järve vahelised soojusvood Q_T . Arvestades atmosfäärist ja veekogust pärinevaid voogusid (Pärn, 2001) arvutatakse jää ja lume paksus, millest viimane sõltub lisaks soojusvoogudele ka sademetest. Järve veetemperatuur on modelleeritud soojusvahetuse võrrandi abil, kus temperatuur ei sõltu ruumikoordinaatidest. Selline lähenemine on õigustatud, kui arvestada, et Peipsi järv on madal, temperatuuri kihistusi ei esine või on need lühiajalised (Jaani, 2001).

2.1. Veetemperatuuri ja jää mudel

Veetemperatuuri muutus järves on arvutatud vastavalt võrrandile

$$\frac{dT_w}{dt} = \frac{1}{\rho_w c_w h} Q_T, \quad \text{kui } T_w > 0, \quad (2)$$

kus T_w on keskmine veetemperatuur, ρ_w – vee tihedus, c_w on vee erisoojus. Arvutused on tehtud veesambale sügavusga $h = 1.2$ m, mis on hea lähendus Mustvee mõõtepunktiis olevale vee sügavusele.

Sügisel, kui veetemperatuur T_w langeb külmumispunktini ja ilmad jätkuvalt jahenevad ($Q_T < 0$), algab jäätumine. Termodünaamiline jää paksuse kasv (kuni 5 cm) ja lume ning jää sulamine on määratud kogu voo Q_T ja jääs neelduva päikesekiirguse poolt. Kui koguvoog on negatiivne, siis jää paksus kasvab, kui positiivne, siis kahaneb.

$$\begin{aligned} L_i \rho_i \frac{dH_i}{dt} &= -(Q_T + Q_I + Q_b), \quad \text{kui } H_s = 0 \text{ ja } H_i > 0, \\ L_s \rho_s \frac{dH_s}{dt} &= -Q_T, \quad \text{kui } H_s > 0 \text{ ja } H_i > 0 \text{ ja } Q_T > 0 \text{ (sulamine)}, \end{aligned} \quad (3)$$

kus Q_T on lühilaineline kiirgus sügavusel H_i . Kiirgust Q_T kirjeldav liige, mis on lisatud koguvoole Q_T , iseloomustab jääs neelduvat päikesekiirgust. L_i , L_s on jää ja lume peitesoojus, ρ_i , ρ_s on jää ja lume tihedused. Sügisel, kui õhutemperatuur on alla külmumistemperatuuri, kuid veetemperatuur $T_w > 0$, siis takistab veest saabuv soojusvoog Q_b jää teket.

Lume paksuse muutus arvutatakse sademete hulga P järgi vastavalt

$$\frac{dH_s}{dt} = \frac{\rho_w}{\rho_s} P. \quad (4)$$

Kui jääd katab lumi, siis positiivse energia bilansi korral $Q_T > 0$ sulab esmalt lumi H_s vastavalt võrrandile (3) ja seejärel hakkab sulama jää H_i .

Järves on jää paksuse kasvamise ja kahanemise heas vastavuses energiavoogudega ülevalt ja altpoolt jää pinda. Käsitledes Semtner'i õhukese jää mudelit, kus lund ja jääd vaadeldakse koos ühtse tervikuna läbi keskmiste suuruste, võib temperatuuri gradiendi

jääs lugeda lineaarseks (Semtner, 1976). Sama lähenemist on kasutanud ka J. Haapala ja M. Leppäranta (1996) Läänemere jää modelleerimisel.

Jää kasvab peamiselt alumiselt pinnalt $z = H_i$, kus vesi konverteeritakse jääks vastavalt jääd läbivale soojusvoole Q_k :

$$L_i \rho_i \frac{dH_i}{dt} = -k_i \left. \frac{\partial T_i}{\partial z} \right|_{z=H_i} + Q_b = Q_k + Q_b, \quad (5)$$

kus k_i on jää soojusjuhtivus. Q_b on veest jääle kantav voog, mis takistab jää teket ja suurendab sulamist kevadel, kui veetemperatuur $T_w > 0$.

Juhtivusvoog jää-vee piiril arvutatakse:

$$Q_k = \frac{k_i k_s}{k_i H_s + k_s H_i} (T_f - T_v), \quad (6)$$

kus k_i , k_s on jää ja lume soojusjuhtivus, H_s – lume paksus, ning jää alumise piiri temperatuur T_f on määratud külmumistemperatuuriga, mis järves on 0°C . Pinna-temperatuur T_v on vastavuses jääpinna energiabilansiga (1):

$$T_v = T_f + \frac{k_s H_i + k_i H_s}{k_i k_s} Q_T. \quad (7)$$

Pinnatemperatuur arvutatakse iteratiivselt igal ajasammul.

3. Tulemused

Käesolevas uurimuses olid vaatluse all aastad 1985–1989 ja 2001–2002. Eristades aastad talviste jäätüüpide põhjal, kuulus vaadeldavasse ajavahemikku üks soe/pehme talv 1988/89, kaks keskmist talve (1987/88, 2001/02) ja kaks külma/karmi talve (1985/86, 1986/87). Hindamise aluseks oli vaadeldud jää ulatus Läänemeres (Baltic Sea, 1996). Peipsi järve jääolusid kirjeldab tabel 1.

Tiirikoja järvejaama andmete baasil arvutatakse tunnustust leidnud empiiriliste seoste abil soojusvood (Q_{SW} , Q_{LW} , Q_S , Q_L , Q_K). Võrrandid alalõigus 2.1 lahendatakse numbrilisel meetodil, kus ajasammu pikkus on 3 h. Leitakse veesamba ja jää temperatuur, jää ja lume paksus. Mudelarvutusi võrreldakse selliste mõõdetud suurustega nagu kaldaäärne veetemperatuur ja jää paksus. Seejuures tuleb arvestada, et mudel on deterministlik ja ei arvesta nii mõjuvate voogude kui ka võrreldavate suuruste juhuslikke variatsioone.

Tabel 1. Jää paksuse muutlikkus Peipsi järvel. Mõõdetud Mustvee hüdromeetriaajas 1949–2002.

Table 1. Ice thickness variability on Lake Peipsi in 1949–2002.

	NOV	DETS	JAAN	VEEB	MÄRTS	APRILL
Keskmine paksus (cm)	2±6	13±14	30±16	48±18	48±25	18±29
Suurim paksus (cm) ja aasta	48 (1993)	55 (1989)	63 (1960)	74 (1954)	85 (1954)	84 (1960)
Jääkatteta aastate hulk	42	10	3 (1983,1992, 1993)	3 (1989,1992, 1993)	4	20
Jää paksus 1986/87	0–5	5–27	27–53	47–60	63–68	0–68
Jää paksus 1987/88	–	21–26	26–54	55–65	65–82	0–71
Jää paksus 1988/89	–	20–26	25–35	0–14	–	–
Jää paksus 2001/02	0–13	16–38	43–47	43–45	0–41	–

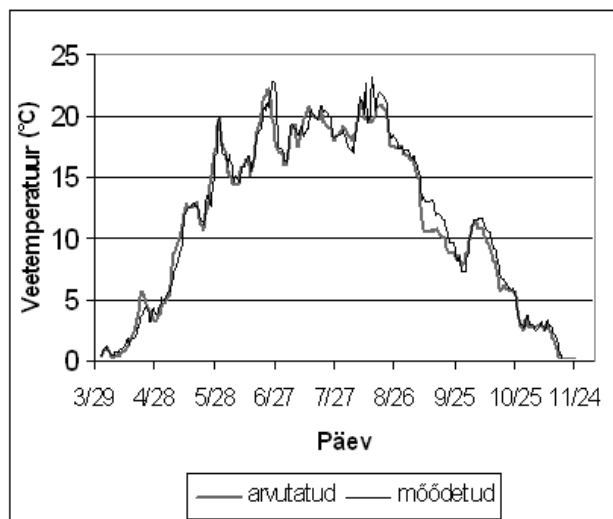
3.1. Veetemperatuuri jaotus

Veetemperatuuri arvutused põhinevad võrrandil (2), kus eeldatakse, et järv on ühtlaselt segunenud. Veetemperatuuri homogeensuse kontrollmõõtmisi järve akvaatoriumil on teostatud kevadel, suvel ja sügisel. Sügisel oli vesi täielikult läbi segunenud, erinevatel mõõtmistel (2., 10. ja 17. detsember 2003) temperatuuri erinevusi pinnal ja põhja lähedases kihis (kuni 8 m) ei esinenud. Suvel (11.06 ja 20.08.2003) oli temperatuurigradient 0,05–0,016 °C/m. Kevadel 08.05.2004, kui mõõtmispäevale eelnesid tuulevaiksed ja pilvitud ilmad, oli temperatuuri gradient viie mõõtepunkti piires 0,4–1 °C/m. Mõõtmispäeval esines temperatuuri hüppekiht 1–1,5 meetri vahemikus.

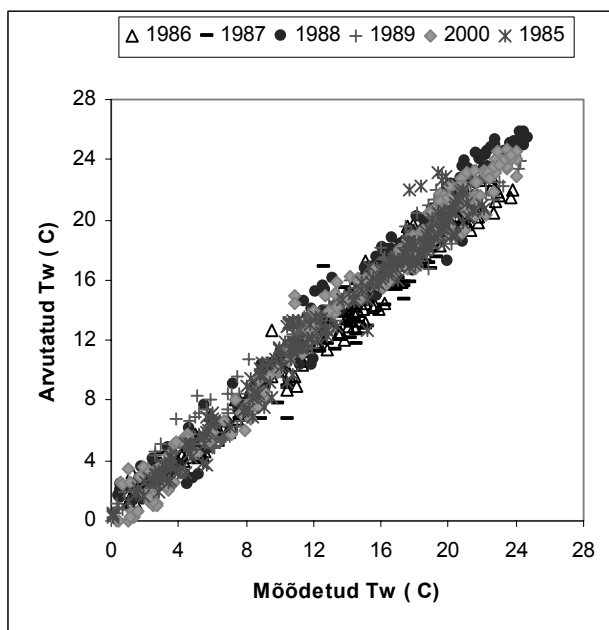
Veetemperatuuri arvutustes arvestatakse õhutemperatuuri muutusi, aurumist, kontaktset voogu ja päikesekiirgust.

Koostatud mudeliga on tehtud hulk numbrilisi eksperimente veetemperatuuri paremaks modelleerimiseks. Joonisel 2 on esitatud modelleeritud veetemperatuur aastal 1985. Veesamba kõrguseks on võetud 1,2 m, mis on lähedane Mustvee hüdromeetriaajas olevale kõrgusele. Samale joonisele on võrdluseks kantud ka päevakeskmised veetemperatuurid. Joonisel 3 on arvutatud ja mõõdetud veetemperatuuride võrdlus aastatel 1985–1989 ja 2000. Võrdlusandmetena on kasutatud Mehikoorma, Praaga ja Mustvee hüdromeetriaajas mõõdetud keskmisi temperatuure.

Kuna järve horisontaalsed mastaabid on väga suured, siis ilmastikutingimused ja ka veetemperatuur erinevad piirkonniti. Nii võib jaamades mõõdetud veetemperatuuri hetkväärtuste vahe kevadisel soojenemisel olla üle 10 °C (Pärn, 2001). Arvestades mainitud asjaolu, on mudeli ja vaatlustulemuste kokkulangevus hea.

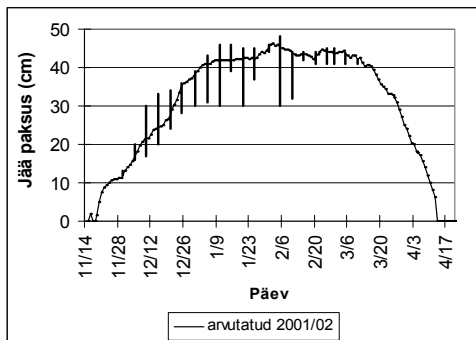


Joonis 2. Modelleeritud ja mõõdetud veetemperatuur 1985. a.
Figure 2. Calculated and measured water temperature in 1985.



Joonis 3. Mõõdetud ja arvutatud veetemperatuuri võrdlus 1985.-89. a ja 2000. a.
Figure 3. Comparison of measured and calculated water temperature in 1985–89 and 2000.

Jää paksused on arvutatud vastavalt atmosfääri soojusvoogudele, mida on võrreldud mõõdetud andmetega. Mõõdetud jää paksuste vahemik kolmes eri meteojaamas on märgitud joonisel 4 püstkriipsudega. Arvestades jää paksuse suhteliselt suurt ebaühtlust looduses, kirjeldab jää termodünaamika mudel esinduslikult jää paksuse dünaamikat Peipsi järvel (joonis 4).



Joonis 4. Arvutatud jää paksused talvel 2001/02 võrrelduna meteojaamas mõõdetud väärtustega. Püstkriipsud märgivad mõõdetud jää paksuste vahemikku eri jaamades. Jää teke, jää lõpp kui ka paksuste arvutus langeb hästi kokku vaatlustega ka aastatel 1985–89.

Figure 4. Calculated ice thicknesses compared to measured values in winter 2001/02.

3.2. Jää ja veetemperatuuri tundlikkus kliimamuutusele

Varasemate kliima uurimuste põhjal on kõige enam Tiirikoja järvejaama andmetel suurenenud õhutemperatuur, tuulekiirus ja pilvisus märtsis (Keevallik, 2003). Erinevate järve kliima stsenaariumide modelleerimisel on kasutatud S. Keevalliku poolt väljatoodud ilmastiku soojenemise trendi. Mudelarvutustes on muudetud esindusaastate märtsi sisendandmeid: õhutemperatuur ($T_a = \pm 2,5 \text{ }^{\circ}\text{C}$) ja tuulekiirus ($U_a = \pm 2 \text{ m/s}$).

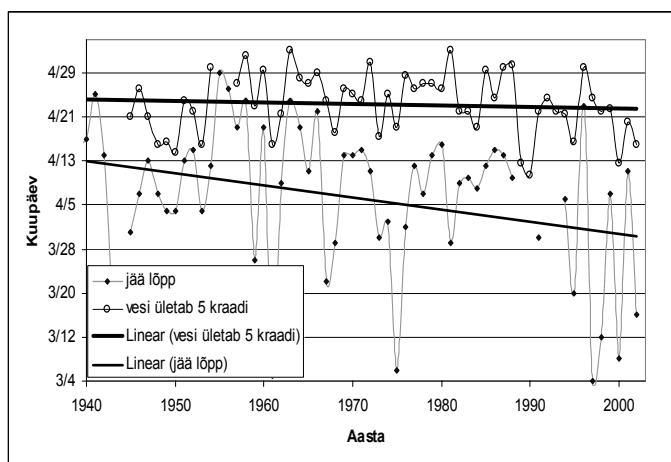
Arvutustest selgub, et viimase 50 aasta jooksul keskmine jääpäevade arv väheneb soojade talvede arvelt. Vaadeldaval ajavahemikul kliima soojenemise tagajärjel nihkub varasemale ajale jää kadumine soojadel talvedel. Samas ei muuda antud soojenemine jääkatte kestust päevades külmadel talvedel, vaid vähendab jääkatte paksust. Just soojematel talvedel, kus jää minek satub märtsikuusse, näitavad modelleerimise tulemused kuni 2-nädalast jääperioodi lühenemist. Samas kui karmil talvel, jää kestuse aspektist, kliima soojenemine senini olulist rolli ei ole mänginud (jääpäevade arv külma talve korral ei ole muutunud).

Eesti kliimauurijate poolt näidatud soojenemise jätkumisel väheneks edaspidi jääpäevade arv järgneva 50 aasta jooksul enam kui 20 päeva. Märkimisväärne on, et jää kestus antud mudeli põhjal hakkaks tulevikus vähenema hoopis külmade talvede arvelt, erinevalt varasemasest.

Mis juhtub veetemperatuuriga, kui järv vabaneb jääst varem ning kevadine õhutemperatuur jätkuvalt kasvab? Viimase viiekümne aasta jooksul ei ole muutunud päev, mil ületatakse järves $5 \text{ }^{\circ}\text{C}$ ja $10 \text{ }^{\circ}\text{C}$ künnis. Seega on pikenenud „eelvegetatsiooni“ aeg. Peipsil on aeg, kus jääd ei ole, kuid vee temperatuur on enamikule liikidele liiga külm, et talveunest ärkata. Jää all võib kevadeks veetemperatuur tõusta $3\text{--}4^{\circ}\text{C}$, jää kadumisega suuri muutusi ebasoodsate ilmastikutingimuste tõttu soojusrežiimis ei esine. Päike liigub veel madalalt ja suurenenud tuule kiiruse tõttu toimub intensiivsem aurumine. On küll mõnepäevased temperatuuri hüpped kuni $10 \text{ }^{\circ}\text{C}$, kuid ilmade jähnenemisega (öökülmad) langeb taas õhutemperatuur alla $5 \text{ }^{\circ}\text{C}$.

Järgneva 50 aastaga hakkaks 5 °C ületamise piir nihkuma kalendris ettepoole, kuid 10 °C saavutatakse ikka samal ajal. Seega, antud toimumiskava kohaselt, osad liigid, millele bioaktiivsuse signaal on 5 °C muutuvad bioloogiliselt varem aktiivseks, kuid bioloogilise ahela lülid, mis vajavad signaaliks 8–10 °C, ajastust ei muuda. Viie kraadi künnise nihkumine ettepoole tuleneb asjaolust, et külmal talvedel jääst vabanemine hakkaks toimuma varem.

Modellerimise tulemusi toetab ka andmeanalüüs. On uuritud veetemperatuuri muutusi ajavahemikus 1947–2000 ning võrreldud kevadise jääst vabanemisega. Bioaktiivsuse alguseks on loetud kuupäev, kus veetemperatuur ületas 5 °C. Joonisel 5 on näha, et bioaktiivsuse algus vaadeldaval perioodil ei oma olulist trendi (Mann-Kendali test), kuid jääminek on nihkunud varasemaks ($p = 0,02$) enam kui nädala võrra. Ka 10 °C lävi pole vaadeldava ajaperioodi jooksul muutunud. Seega aktiivne vegetatsiooniperiood Peipsi järves ei ole pikenenud kevadise soojenemise arvelt, küll aga on lühenenud jääkatte periood.



Joonis 5. Jää sulamise aega on võrreldud päevaga kui veetemperatuur ületab 5 °C, mis on bioloogilise aktiivsuse signaaliks paljudele liikidele. Statistiliselt olulist trendi ei esine ka 10 °C läve ületamisel.

Figure 5. Day when temperature exceeds 5 °C and ice disappears.

4. Kokkuvõte

Jää paksuse termodünaamiline mudel võimaldab numbriliselt modelleerida Peipsi järve sesoonset soojuslikku tsüklit, arvutades veetemperatuuri ja jää arengut.

Kui võrdleme modelleeritud tulemusi Tiirikoja järvejaamas mõõdetud andmetega, saame välja tuua järgmised momendid:

- Veepinna temperatuuride kokkulangevus suvel on väga hea (vt joonis 2), mudel kirjeldab rahuldavalt kevadist soojenemist (joonis 3). Kogu perioodi (mai–november) standardhälve aastate lõikes jääb vahemikku 0,95–1,2 °C.

- Mudel kirjeldab hästi jää paksuse arengut järvel (vt joonis 4), jäädes mõõdetud väärtuste vahemikku kogu jää perioodil.

Mineviku ja tuleviku stsenaariumidest märkimisväärsamad tähelepanekud on:

- Senini on jääpäevade arv vähenenud ennekõike soojadel talvedel, mõjutamata jää perioodi kestust külmal talvedel. Kuid ilmastiku soojenemise jätkudes hakkaks jääpäevade arv vähenema just külmal talvedel.

• Kliimamuutuse käigus on nihkunud varasemaks jää kadumise aeg, kuid päev, millal veetemperatuur ületab 5 ja 10 °C, on viimase 50 aastaga jäänud samaks. Mudelis kasutatud trendi kohaselt hakkab tulevikus 5 °C künnis nihkuma varasemale ajale, kuid 10 °C piir ületatakse statistiliselt samal ajal.

Tänuavaldused

Käesolev töö on valminud ETF grandi 5425 toetusel. Kasutatud on EMHI andmebaasi. Autor tänab Tiina ja Peeter Nõgest uurimustöö idee eest.

Kirjandus

- Baltic Sea Enviroment Proceedings No. 64B. 1996. Third Periodic assessment of the state of the marine enviroment of the Baltic Sea 1989–93. Helsinki Commission Baltic Marine Enviroment protection commission, 10–13.
- Fang, X., Stefan, H., 1996. Dynamics of heat exchange between sediment and water in lake. *Water Resources Reseach*, 32, No. 6, 1719–1727.
- Haapala, J., Leppäranta, M., 1996. Simulating the Baltic Sea ice season with a coupled ice-ocean model. *Tellus*, 48A, 622–643.
- Irigoiien, X., Harris, R. P., Head, R. N., Harbour, D. 2000. North Atlantic Oscillation and spring bloom phytoplankton composition in the English Channel. *J. Plankton Res.* 22: 2367–2371.
- Ivanova, M. B., 1985. *Produktsiya planktonnykh rakoobraznykh v presnykh vodakh*. Leningrad, Nauka. 220 pp (vene k).
- Jaagus, J., 2003. Uusi andmeid Eesti kliimast. *Publicationes Instituti Geographici Universitatis Tartuensis*, 78–101.
- Jaani, A., 2001. Hydrological regime and water balance. In: Nõges, T. (ed.) *Lake Peipsi. Meteorology, hydrology, hydrochemistry*. Sulemees Publishers, Tartu, 41–51.
- Jørgensen, S. E., 1994. *Fundamentals of ecological modelling*. 2nd ed. Elsevier. Amsterdam: 638–651.
- Keevallik, S., 2003. Trendid meteoroloogilistes parameetrites ja nende seos õhuvooluga vabas atmosfääris. *Publicationes Instituti Geographici Universitatis Tartuensis*, 61–78.
- Liston, E. and Hall, K., 1995. Sensitivity of lake freeze up and break up to climate change. *Annals of Glaciology* 21: 387–393.
- Maykut, A., Untersteiner, N., 1971. Some results from a time dependent thermodynamic model of sea ice. *J. Geophys. Res.*, 76, 1550–1575.
- Menrad, P., Claude, R., 2002. Sensitivity of Great Slave Lake ice Phenology to Climate Change. *Proceedings of the 16th IAHR International Symposium on Ice*. Vol. 3, New Zealand, 57–63.
- Mõtt, A., 2001. Peipsi järve veetemperatuuri sõltuvus atmosfääri soojusvoogudest. *Bakalaureuse-töö*. TPÜ.
- Pihu, E., 1999. Kalad ja kalandus (toim E. Pihu ja A. Raukas). Peipsi. Keskkonnaministeeriumi info- ja tehnokeskus. Tallinn, 137–154.
- Pärn, O., 2001. Peipsi järve soojusvoogude ja jää modelleerimine. *Magistritöö*. TPÜ, 2001, 1–72.
- Reinart, A., Pärn, O., 2003. Ice season on Lake Peipsi by the Ice Model and Satellite Images. *Proceedings of the Northern Research Basins 14th International Symposium and Workshop*. University of Copenhagen, 25–34.
- Semtner, A. J., 1976. A model for the thermodynamic growth of sea in numerical investigations of climate. *Journal of Physical Oceanography*, 6, 3, 379–389.
- Untersteiner, N., 1964. Calculations of temperature regime and heat budget of sea ice in the central Arctic. *J. Geophys. Res.*h, 69, 4755–4766.

Sensitivity of Ice Phenomena and Water Temperature to the Climate Changes

Ove Pärn

Institute of Marine Systems, Tallinn University of Technology

Summary

A numerical model has been developed that enables simulation of seasonal thermal cycle in Lake Peipsi by calculating water temperature and ice thickness evolution. The model is driven by heat fluxes calculated from the standard meteorological data using different empirical flux formulations.

In this work, meteorological data from the Tiirikoja station in 1985–1989 have been used: air temperature, wind speed and direction, water vapour, cloudiness and for comparison, also water temperature and ice thickness.

If we compare meteorological data from the Tiirikoja station to the modelled results, we can outline next moments:

- Observed water temperature fits well with the calculated temperature in summer (Fig. 2). The model describes quite well the warming period in spring.
- Ice thickness evolution simulations are good (Fig. 4).
- Ice cover period has so far decreased only in warm winters. But if the climate is still warming, then the ice cover period would start to decrease especially in cold winters.
- According to the trend used in the model, the threshold of 5⁰C will in the future be reached earlier, but the 10⁰C-line of water temperature will be crossed statistically at the same time.

Negatiivsete ionide komponendid aerosooliosakeste koostises

Tiia-Ene Parts ja Aare Luts

Tartu Ülikooli keskkonnanäilisika instituut

1. Sissejuhatus

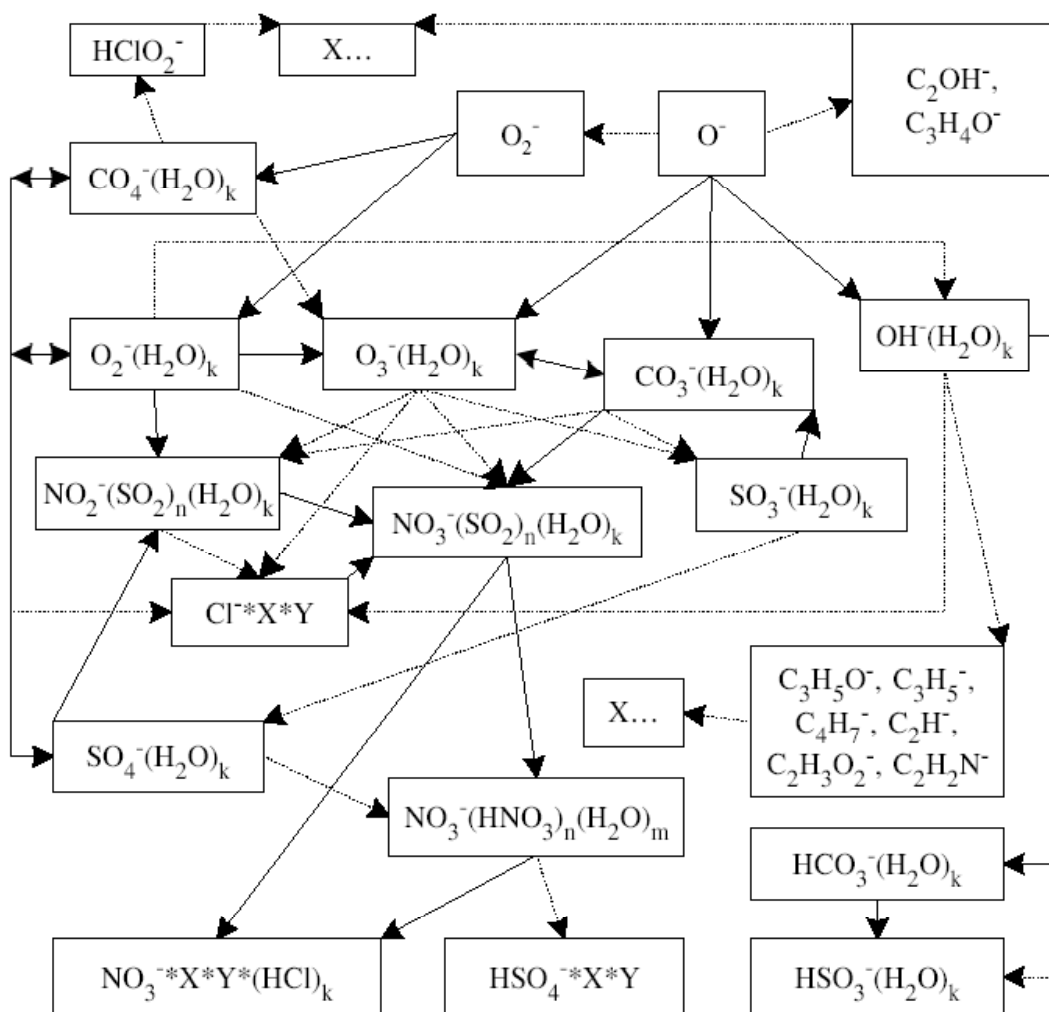
Õhk koosneb mitmesuguse suurusega ja koostisega osakestest. Üks kuupsentimeeter õhku sisaldab ligikaudu $2,7 \cdot 10^{19}$ gaasimolekuli, koguseliselt on olulisimad N_2 ja O_2 . Õhus toimuvate (keemiliste) protsesside kulgemise määravad aga mitte ainult lämmastik ja hapnik, väga olulised on õhus leiduv vesi (vee kogus sõltub temperatuurist ja muudest tingimustest, muutudes vahemikus ca 0,01% kuni 5%) ja õhu nn mikrolisandid (lisandite kogus on kuni 10 ppm, kus ppm tähendab “osakest miljoni kohta”). Gaasimolekulide kõrval on õhus palju muid koostisosi, näiteks silmaga nähtavat tolmu. Atmosfääri füüsikalistes ja keemilistes protsessides on väga tähtsad üliväikesed (silma nähtamatud) aerosooliosakesed, nad mõjutavad nii kliimat kui ka keskkonna “tervist”. Sedalaadi osakeste suurust on paras mõõta nanomeetrites. Aerosooliosakeste hulk kuupsentimeetris õhus võib olla ainult mõnisada, võib aga ka ulatuda miljoniteni. Omaette teemana võib vaadelda õhu elektriliselt laetud fraktsiooni. Siinkohas huvitavad meid nn kerged ionid. Neid osakesi võib piiritleda mõõtme alusel (ligikaudu 1 nm), sisukam on ehk aga piiritlemine osakeste arengut määravate keemiliste protsesside alusel. Kergeteks ionideks võiks nimetada ionklastreid, milliste muundumisprotsessid on piisavalt kirjeldatavad ionmolekulaarsete reaktsioonide baasil. Kergete ioone on ühes kuupsentimeetris õhus tavaliselt 100 kuni 1000. Kerged ionid osalevad õhu koostisosade mitmes muundumisahelas, sealhulgas õhu aerosooliosakeste arengus (Israel, 1970; Mohnen, 1977; Kulmala jt, 2004).

Õhus olevate aerosooliosakeste koostises on leitud negatiivsete ionide fragmente – sulfaate SO_4^{2-} , nitraate NO_3^- , halogeniide Cl^- jt (Wayne, 2000). Mitmed saastegaasid (näiteks vääveldioksiid, halogeenid) mõjutavad õhu mitme komponendi koostist. Käesolevas töös on uuritud, kuidas mõned saastegaasid muudavad umbes ühe sekundi vanuste negatiivsete ionide liikuvusspektreid ja kuidas võiksid spektrimuutused olla seotud aerosooliosakeste arenguga.

2. Meetodid

2.1. Ioonide evolutsiooni modelleerimine

Ioonide evolutsioonimudelit on detailselt käsitletud näiteks töös (Luts ja Parts, 2002). Siin piirdume põhimõtteid kajastava lühiväitega. Mudeli eesmärgiks on jälgida kergete ioone sisaldavas süsteemis ioonidega toimuvaid muundumisi. Kasutatakse andmeid ioonidega toimuvate reaktsioonide kohta, nagu ka andmeid ioonide tekke ja rekombinatsiooni kohta. Joonisel 1 on skemaatiliselt kujutatud negatiivsete ioonidega toimuvad põhilised reaktsioonid.



Joonis 1. Kergete negatiivsete ionide evolutsiooni teoreetiline skeem.
Figure 1. The theoretical evolution scheme of negative small ions.

Evolutsioonimudelis võib eristada mitu osa. Kergete ionide uurimisel on oluliseks koordinaadiks iooni(de) vanus, vanust mõistetakse kui ajavahemikku, mis on möödunud konkreetset juhul vaadeldavate iooni(de) tekkimisest. Mudeli ühes osas lähtutakse hetkest, kui ioonid tekkisid (sel hetkel on ionide vanus null), ja jälgitakse tekkinud ionide arengut. Ioonide vananemise jooksul toimub nendega mitmeid muundumisi, muundumisi uuritaksegi. Maa loomuliku radioaktiivsuse, kosmiliste kiirte ja muude ioniseerivate tegurite toimele tekivad kõigepealt ioonid nagu N_2^+ ; O_2^+ ; Ar^+ ; O_2^- ; O^- ; OH^- . Mõne millisekundi vanused ioonid puhtas õhus on põhiliselt $O_2^-(H_2O)_n$ ja $H_3O^+(H_2O)_n$. Sekundi piirkonnas kohtame ioone nagu $OH^-(H_2O)_n$, $NO_3^-(HNO_3)_x(H_2O)_y$; $H_3O^+(H_2O)_n$ ja $NH_4^+(H_2O)_n$. Looduslike ionide eluiga sõltub rekombinatsiooni intensiivsusest ja võib ulatuda sadade sekunditeni. Nii vanade ionide keemiline koostis on üsna mitmekesine ja/või keeruline.

Mudeli teises osas saab modelleerida olukorda, kus nii ionide tekkimine kui ka kadumine toimuvad pidevalt. Tulemusena saab mudeli abil arvutada ionide koostise (spektri) nii ionide mistahes vanuses kui ka ionide statsionaarse oleku koostise (spektri). Esimesel juhul modelleeritakse eksperimenti, kus algmõõdetakse tekitaatset hulk ioone, mõõdetakse aga spektrit mingi aja möödumisel. Teisel juhul modelleeritakse looduslikus õhus esinevat olukorda (looduslikus õhus mõõdetud ionide spektreid). Ioonide spektrite konkreetne kuju sõltub paljudest tingimustest (saastegaaside kontsentratsioonid, taustaerosooli hulk, õhuniiskus, temperatuur). Mudeli abil saab mitmeid sõltuvusi teoreetiliselt uurida. Näiteks saab uurida sõltuvusi lisandgaaside kontsentratsioonidest. Tabelis 1 on toodud rea (lisand)gaaside keskmised kontsentratsioonid õhus. Andmetest nähtub, et olulised võivad olla mitte ainult mõned, vaid paljud ained. Samuti tuleb esile, kui erinevad võivad olla ainete kontsentratsioonid, kusjuures kõik loetletud ained võivad olla samaaegselt olulised.

Tabel 1. Neutraalsete komponentide looduslikud kontsentratsioonid (osakest $\text{cm}^3\text{-s}$).

Table 1. Natural concentrations of neutral compounds (in cm^3).

Gaas	Kontsent-ratsioon	Gaas	Kontsent-ratsioon	Gaas	Kontsent-ratsioon	Gaas	Kontsent-ratsioon
Õhk	2.7×10^{19}	N_2	2.1×10^{19}	O_2	5.6×10^{18}	Ar	2.7×10^{17}
CO_2	9.0×10^{15}	He	1.4×10^{14}	H_2	1.5×10^{13}		
H_2O	see text	CO	3.0×10^{12}	HNO_3	1.0×10^{10}	H_2SO_4	4.0×10^6
NO	5.0×10^9	NO_2	7.0×10^{10}	NH_3	1.0×10^{10}	N_2O	8.0×10^{12}
O_3	1.0×10^{12}	SO_2	1.0×10^9				
HCN	4.0×10^8	HCHO	2.0×10^{11}	CH_3NH_2	$*7.0 \times 10^6$	CH_3NO_2	$*1.1 \times 10^9$
CH_3OH	$*2.2 \times 10^9$	CH_3SH	$*2.2 \times 10^6$	CH_3CHO	1.5×10^{11}	CH_3CN	1.1×10^9
CH_4	8.0×10^{13}	C_2H_2	2.0×10^{10}	C_2H_4	6.0×10^{10}	$\text{C}_2\text{H}_5\text{NH}_2$	$*7.0 \times 10^6$
$\text{C}_2\text{H}_5\text{OH}$	$*2.2 \times 10^9$	C_2H_6	9.0×10^{10}	$(\text{CH}_3)_2\text{CO}$	5.0×10^{10}	$(\text{CH}_3)_2\text{NH}$	$*7.0 \times 10^7$
$(\text{CH}_3)_2\text{S}$	1.0×10^{10}	$(\text{CH}_3)_2\text{SO}$	1.0×10^8	C_3H_4	$*1.0 \times 10^9$	C_3H_6	1.0×10^{10}
C_3H_8	6.0×10^{10}	C_4H_8	5.0×10^{10}	C_4H_{10}	2.0×10^{11}	C_5H_6	$*1.1 \times 10^6$
C_6H_6	2.0×10^{10}	$\text{C}_6\text{H}_5\text{CH}_3$	2.0×10^{11}				
CCl_2F_2	7.5×10^9	CCl_3F	9.0×10^9	CCl_4	9.0×10^9	CHCl_3	5.0×10^9
CH_2Cl_2	2.1×10^9	CH_3Br	3.9×10^8	CH_3Cl	2.0×10^{10}	CH_3F	$*2.2 \times 10^7$
Cl_2	1.2×10^{10}	HBr	4.1×10^5	HCl	4.0×10^8	SF_6	1.0×10^7
CS_2	7.5×10^8	H	$*1.1 \times 10^3$	HNO_2	1.5×10^9	HO_2	1.5×10^9
H_2O_2	1.0×10^{10}	H_2S	1.0×10^9	H_3O	$*2.0 \times 10^6$	N	$*1.1 \times 10^4$
N_2O_5	$*3.0 \times 10^8$	O	$*1.3 \times 10^3$	OH	1.5×10^6		

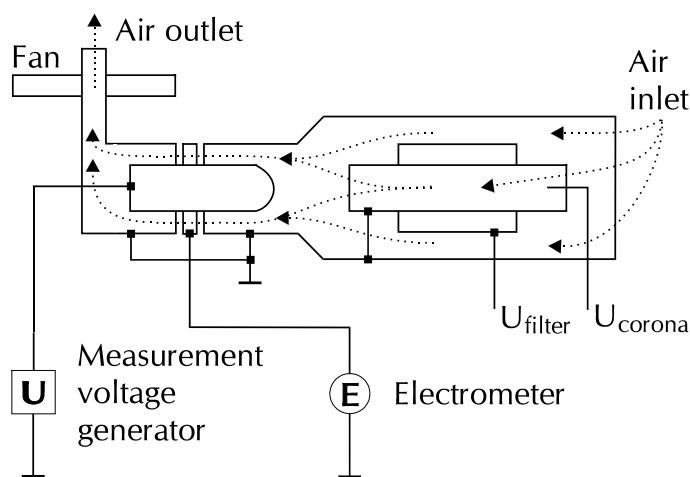
* kontsentratsioon õhus ei ole täpselt teada

* estimated concentration

Paljude lisandgaaside kontsentratsioonid looduses ei ole täpselt teada. “Ei ole täpselt teada” kehtib mõnikord isegi kontsentratsioonide keskmiste väärtuste kohta. Samas on teada, et paljude ainete looduslikud kontsentratsioonid võivad varieeruda mitu suurusjärku. Kontsentratsioonide variatiivsus raskendab katsetulemuste interpreteerimist. Variatiivsuse tõttu tuleks alati, lisaks ionide spektritele, teada ka kõiki olulisi kontsentratsioone. Mudel võimaldab võimaliku variatiivsuse läbi mängida ja leida võimalikud sobivused mõõdetud spektritega.

2.2. Eksperiment

Ühesekundiliste kergete õhuioonide liikuvusspektrite mõõtmiseks on kasutatud Tartu Ülikoolis väljatöötatud spektromeetri (Tammet jt, 1977) kaasajastatud varianti. Joonisel 2 on esitatud spektromeetri lihtsustatud skeem. Detailsemalt võib mõõtmismetoodikast lugeda artiklist (Parts ja Luts, 2004).



Joonis 2. Spektromeetri lihtsustatud skeem.

Figure 2. Simplified scheme of the experimental setup.

Mõõdeti lisandgaaside poolt tingitud laboriõhu ionide spektrite muutusi. Kõik katsed viidi läbi tavalises laboriõhus, rõhul ~ 1000 mbar ja temperatuuril 293 ± 3 K. Uuritavate lisandgaaside kontsentratsioonid olid hinnanguliselt vahemikus 0,1 ppb kuni 0,1 ppm. Näiteks, vääveldioksiidi aurud saadi kindla koguse väävli põletamisel, kloorvesiniku aurude allikaks oli kindel kogus kontsentreeritud soolhapet lahtisel alusel spektromeetri ees. Spektris kajastuvad ionid liikuvustega 0,7 kuni $2,2 \text{ cm}^2 \text{V}^{-1} \text{s}^{-1}$, vastavad massid on 800 ja 50 amü vahel. Seos liikuvuste ja masside vahel on määratud sageli kasutatavast empiirilisest valemist

$$m = 800 / (0,3 + k)^3, \quad (1)$$

kus m oniooni mass ja k – elektriline liikuvus (Tammet, 1992). Valem (1) on ainult ligikaudne. On välja töötatud täpsem algoritm (Tammet, 1995; Tammet, 1998). Ometigi, valemit (1) kasutatakse endiselt küllaltki sageli, osalt tema lihtsuse tõttu, osalt selle tõttu, et vähemalt hinnangulisteks vajadusteks on tema täpsus üldjoontes piisav.

Negatiivsete ionide koostist määravad esmajoones sellised lisandgaasid, millistel on suur elektronafiinsus, näiteks lämmastikoksiidid ja halogeenid. Tabelis 2 on toodud rea õhus leiduvate gaaside elektronafiinsused. Toodud andmed aitavad eksperimendi tulemusi interpreteerida.

Tabel 2. Õhus leiduvate ühendite füüsikalisi-keemilisi parameetreid (a – Lias, 1996; b – Miller, 1996).

Table 2. Some physico-chemical characteristics of air constituents.

Ühend	Valem	Molekul-mass, $amü$	Ionisatsiooni-potentsiaal, V^a	Elektron-afiinsus, eV^b
Lämmastik	N ₂	28	15.58	–
Hapnik	O ₂	32	12.07	0.45
Süsinikdioksiid	CO ₂	44	13.77	–
Vääveldioksiid	SO ₂	64	12.32	1.1
Lämmastikdioksiid	NO ₂	46	9.75	2.27
Vesi	H ₂ O	18	12.61	0.9
OH-radikaal	OH	17	13.00	1.82
NO ₃ -radikaal	NO ₃	62	(11.9 N ₂ O ₅)	3.94
Kloor	Cl ₂	71	11.48	2.38
Broom	Br ₂	160	10.15	2.55
Jood	J ₂	254	9.40	2.55

3. Tulemused

3.1. Vääveldioksiidi mõju

Gaasiline vääveldioksiid on üks olulisemaid õhu saastajaid. SO₄²⁻ ioone on alati leitud aerosoolosakeste koostises. Samas loetakse, et aerosooli teket soodustab väävelhape, mitte (vahetult) vääveldioksiid. Kuna SO₂ on keemiliselt küllalt stabiilne oksiid, siis väävelhappe tekkeks on vajalikud teatud eeltingimused. Reaktsioon SO₂ + H₂O → H₂SO₄ toimub vaid katalüsaatorite juuresolekul. Päikeselt saadav energia on olulisemaks teguriks fotokatalüütiliste reaktsioonide teostumiseks õhus

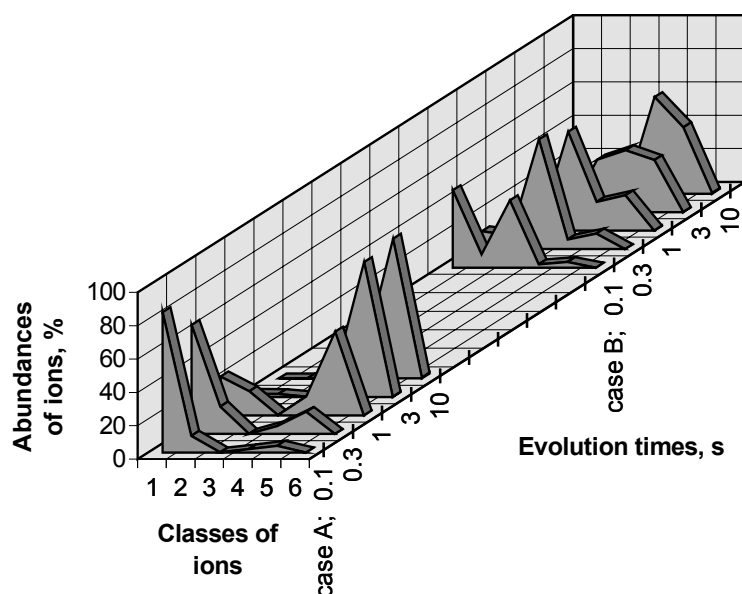


Fotokatalüütiliste reaktsioonide tulemusena on õhus OH, HO₂ radikaale, osooni, vesinikülühapendit, mis on samuti olulised SO₂ oksüdatsioonil ja H₂SO₄ tekkel.



Väävelhappe tekke probleemid gaasifaasis, samuti küsimused tekkinud happe jaotumisest gaasifaasi ja aerosoolfaasi vahel on, vaatamata juba tehtud uuringutele, endiselt aktuaalsed. Kuna väävelhappe molekul on suure hüdrofiilsusega, siis sulfaatioonide kontsentratsioon aerosooliosakestes kasvab tänu gaasifaasis toimunud reaktsioonidele. Gaasifaasis on H_2SO_4 tunduvalt vähem kui aerosooliosakestes.

Kindlasti on teada, et vääveldioksiidi kontsentratsiooni kasv muudab ionide spektrit. Teoreetiline mõju on näidatud joonisel 3. Mudelspektrid on toodud kahe erineva juhtumi jaoks. Juhtum A vastab normaalolekule, kus SO_2 kontsentratsioon on $4 \cdot 10^8 \text{ cm}^{-3}$. Juhtum B puhul on SO_2 kontsentratsiooni tõstetud kuni $1,0 \cdot 10^{11} \text{ cm}^{-3}$. Ioonide koostis on jagatud klassideks. Klass 1 vastab kõige kergematele ionidele, klass 6 aga kõige raskematele. Klassi 1 kuuluvad ionid $\text{O}_2^-(\text{H}_2\text{O})_m$; klassi 2 ionid $\text{CO}_3^-(\text{H}_2\text{O})_n$; klassi 3 – $\text{SO}_4^- \times \text{X} \times \text{Y}$; klassi 4 – $\text{NO}_2^- \times \text{X} \times \text{Y}$; klassi 5 – $\text{NO}_3^- \times \text{X} \times \text{Y}$; klassi 6 – $\text{HSO}_4^- \times \text{X} \times \text{Y}$. X ja Y tähistavad klastrisse ühinenud neutraalseid molekule, eelkõige H_2O ja HNO_3 .

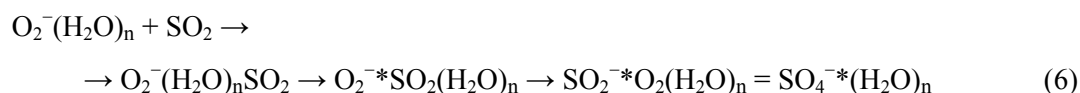


Joonis 3. Negatiivsete ionide mudelspektrid, iooniklasside kirjeldus tekstis.

Figure 3. Simulated spectra of negative ions, see description of cases in text.

Umbes ühe sekundi vanuste ionide mudelspektris on juhtumi A korral (normaalingimused) kaks selgelt eristuvat moodi. Juhtumi B korral (SO_2 kontsentratsioon suurem) on aga ainult üks prevaleeruv mood, mis on kooskõlas meie eksperimendi tulemustega (vt joonis 4 ja selle juurde kuuluv). Kahjuks ei võimalda mudeli praegune versioon üksikasjalikult jälgida ionide üleminekut aerosoolfaasi. Seetõttu tuleb võimalike protsesside osas teha teoreetilisi spekulatsioone.

Ioon-molekulaarset SO_2 oksüdatsiooni õhus saab kirjeldada järgnevalt:



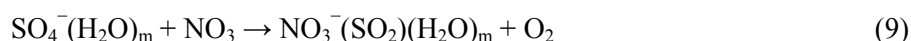
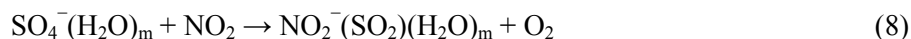
($\text{O}_2 \text{SO}_2^{-*} = \text{SO}_4^{-*}$ on aktiveeritud peroksiidi struktuuriga) (Bityurin jt, 2000).



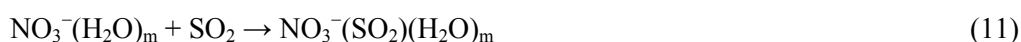
Toimub laengu ülekande $\text{O}_2^{-} \rightarrow \text{SO}_2^{-} \rightarrow \text{SO}_3^{-}$, kus molekulide elektronafiinsus kasvab reas $\text{O}_2 \rightarrow \text{SO}_2 \rightarrow \text{SO}_3$ (Barabančikov jt, 1990).

Järgneb reaktsioon veega (õhus on vett piisavalt) ja happe teke.

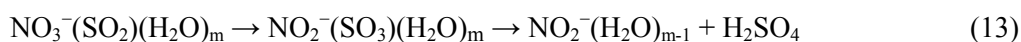
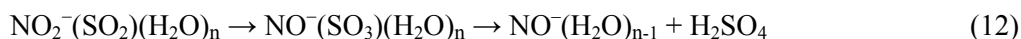
Klassi 3 kuuluvad ioonid $\text{SO}_4^{-}(\text{H}_2\text{O})_n$ võivad reageerida õhus olevate lämmastikoksiididega:



Samuti võivad klassi 4 ja 5 kuuluvad $\text{NO}_2^{-}(\text{H}_2\text{O})_n$ ning $\text{NO}_3^{-}(\text{H}_2\text{O})_n$ reageerida vääveldioksiidiga



Tekkinud kompleks-klasterioonid, millede koostises on nii väävli- kui ka lämmastikoksiidid, on fotokeemiliselt aktiivsed ning võivad olla väävelhappe allikaks.



Seega võib lisanduda uus protsess happe tekkeks, kusjuures see toimuks läbi mudelis leitud ionide. On teada, et väävelhape soodustab aerosoolfaasi teket, seetõttu võivad ionide arengu protsessid soodustada aerosooliteket nii läbi teatud sobiva ionspektri kui ka läbi selle, et ioonid tekitavad täiendavat väävelhapet.

Meie tehtud eksperimendid näitavad, et ühesekundiliste kerge ionide liikuvusspekter muutub SO_2 kontsentratsiooni suurendamisel (joonis 4). Spektrist kaob väiksem mood. Kogu spekter muutub võrreldes foonispektriga madalamaks. Muutuste tõenäoliseks põhjuseks on osa ionide üleminek ionide piirkonnast aerosoolipiirkonda. Vastavalt eelkirjeldatud reaktsioonidele võivad tekkida raskemad kompleksioonid $\text{NO}_2^{-}(\text{SO}_2)_n(\text{H}_2\text{O})_m$ ja $\text{NO}_3^{-}(\text{SO}_2)_n(\text{H}_2\text{O})_m$. Nende ionide tekkimist ei saa kinnitada, sest nende liikuvus on väljaspool meie spektromeetri mõõtepiirkonda.

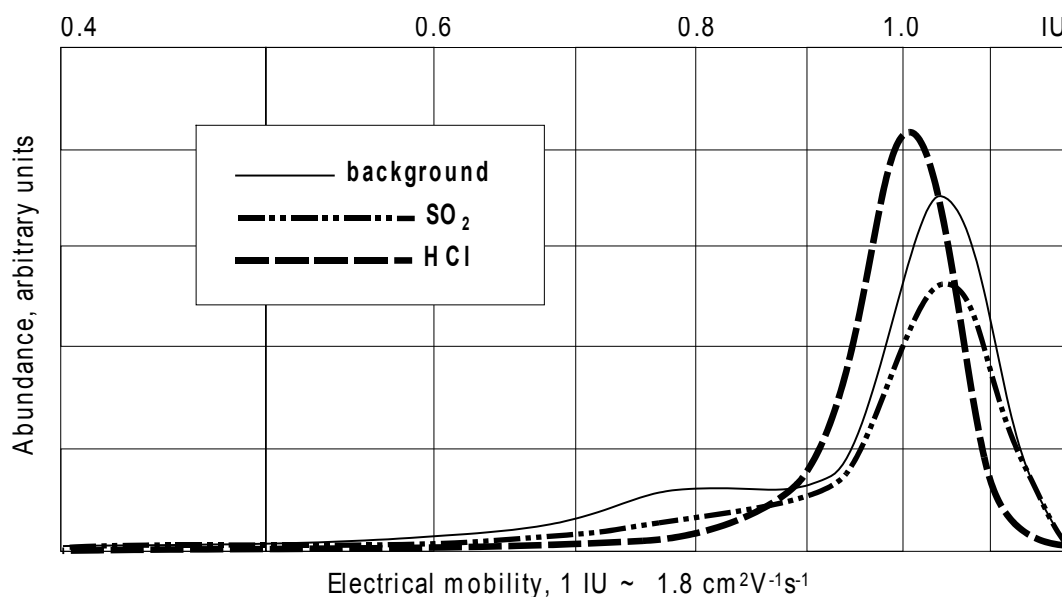
3.2. Halogeenide mõju

Laboratoorsed katsed halogeenidega näitavad, et negatiivsete ionide spektris hakkab domineerima suhteliselt kõrge ja terav maksimum umbes $1,8 \text{ cm}^2 \text{V}^{-1} \text{s}^{-1}$ juures (joonis 4).

Nagu näha mudelis kasutatavast reaktsioonide skeemist, on halogeenid olulised ka mudeli seisukohast (joonis 1). Antud töö raamides pole halogeenide osa mudeli abil eraldi uuritud. Rääkides seosest aerosooliosakestega, on halogeenioonid tavalised ka aerosooliosakeste koostises, eriti suur on nende osa mereaerosooli puhul (Seinfeld ja Pandis, 1998).

Liikuvusspektrite interpreteerimisel tuleb meeles pidada, et Cl^{-} ioon võib anda sama liikuvusspektri nagu $\text{OH}^{-}(\text{H}_2\text{O})$ ioon, kuna neil on võrdsed massid. Halogeenide kontsentratsioon troposfääris on tavaliselt alla 10^{10} cm^{-3} , mis on väike võrreldes vee

kontsentratsiooniga (sageli ligikaudu 10^{17} cm^{-3}). Foonispektrid laboriõhus võivad olla enam seotud $\text{OH}^-(\text{H}_2\text{O})_n$ ionidega, sest vett leidub kõikjal. Kloori kontsentratsiooni suurenemisel kasvab ionide $\text{Cl}^-(\text{H}_2\text{O})_{n-1}$ ja $\text{NO}_3^- \times \text{X} \times \text{Y} \times (\text{HCl})_k$ esinemise tõenäosus.



Joonis 4. Negatiivsete ionide mõõdetud liikuvusspektrid. Ioonide suhtelise kontsentratsiooni ja elektrilise liikuvuse vaheline seos.

Figure 4. Measured mobility spectra of negative ions.

4. Kokkuvõte

Õhu kerged ionid mängivad olulist osa atmosfääri füüsikalis-keemiliste parameetrite kujunemisel, olles ka üheks aerosooliosakeste tekke allikaks. Käesolevas töös on uuritud õhu saastegaaside mõju ionide muundumistele ja muundumiste võimalikke seoseid aerosoolfaasiga, seda nii teoreetiliselt kui ka eksperimendi võimalusi kaasates.

Oluline saastegaas SO_2 mõjus üldjoontes sarnaselt nii eksperimendis saadud spektrite kui ka mudelspektrite kujule. Aerosoolifaasi tekkimise vahetuks jälgimiseks on nii kasutatud spektromeeter kui ka mudel hetkel tehniliselt sobimatud. Võimalikke seoseid aerosooliosakestega on uuritud keemiliste protsesside teoreetilise analüüsi abil. Uudsenä on leitud, et uute osakeste moodustumist soodustav väävelhape saab tekkida ioon-molekulaarsete reaktsioonide vahendusel, seda läbi mudeli tulemustes esinevate klasterioonide. Klasterioonid sisaldavad nii vääveli- kui ka lämmastikoksiide, nt ioonid $\text{NO}_2^-(\text{SO}_2)(\text{H}_2\text{O})_n$ ja $\text{NO}_3^-(\text{SO}_2)(\text{H}_2\text{O})_n$. Mitmed sulfaat-, nitraat- ja halogeniidioonid on ühtaegu nii klasterioonide kui ka aerosooliosakeste koostisosadeks.

Tänuavaldused

Autorid tänavad Eesti Teadusfondi grantides nr 5387 ja 6223 antud toetuse eest.

Kirjandus

- Barabančikov J. I., Belenkii, G. S., Denisenko, V. P., Maslennikov, D. D., Potapkin, B. V., Rusanov, V. D., Fridman, A. A., 1990. Oxidation of SO₂ in air by pin-point bunch of relativistic electrons. *DAN (Fizičeskaja Chimija)*, 308, 120–123 (vene k).
- Bityurin, V. A., Deminsky, M. A., and Potapkin, B. V., 2000. Chemical activity of discharges. In van Veldhuizen, E.M. (Editor) *Electrical discharges for environmental purposes: fundamentals and applications*. Nova Science Publishers, Inc., 49–117.
- Israel, H., 1970. *Atmospheric electricity (volume 1)*. Keter Press, Jerusalem, 317 pp.
- Kulmala, M., Laakso, L., Lehtinen, K. E. J., Riipinen, I., Dal Maso, M., Anttila, T., Kerminen, V.-M., Hörrak, U., Vana, M., Tammet, H., 2004. Initial steps of aerosol growth, *ACP*, Page(s) 2553–2560. SRef-ID: 1680-7324/acp/2004-4-2553.
- Lias, Sh., 1996. Ionization potentials of gas-phase molecules. In: *CRC Handbook of Chemistry and Physics*, 77th edition: CRC Press, 10, 217–235.
- Luts, A., and Parts, T.-E., 2002. Evolution of negative small air ions at two different temperatures. *J. Atm. Sol.-Ter. Phys.*, 64, 763–774.
- Miller, Th., 1996. Electron affinities. In: *CRC Handbook of Chemistry and Physics*, 77th edition: CRC Press, 10, 187–198.
- Mohnen, V., 1977. Formation, nature and mobility of ions of atmospheric importance. In: *Electrical Processes in atmospheres*, D.Steinkopf Verlag, Darmstadt, 1–17.
- Parts, T.-E. and Luts, A., 2004. Observed and simulated effects of certain pollutants on small air ion spectra: I. Positive ions. *Atm. Env.*, 38(9), 1283–1289.
- Seinfeld, J. H. and Pandis, S. N., 1998. *Atmospheric Chemistry and Physics*. John Wiley&Sons Inc., N-Y, 1326 pp.
- Tammet, H., Hilpus, A., Salm, J., and Üts, J., 1977. An air ion spectrometer for detection of some air impurities. *Acta Comm. Univ. Tartuensis*, 409, 84–88 (vene k).
- Tammet, H., 1992. Size-mobility relation for ultrafine particles. In: *European Aerosol Conference, Single Page Abstracts*, Oxford, 139.
- Tammet, H., 1995. Size and mobility of nanometer particles, clusters and ions. *J. Aerosol Sci.* 26, 459–475.
- Tammet, H., 1998. Reduction of air ion mobility to standard conditions. *J. Geophys. Res. (Atmospheres)* 103, 13933–13937.
- Wayne, R. P., 2000. Ions in the atmosphere. In: *Chemistry of Atmospheres*. Oxford University Press, Oxford, UK, 481–524.

Components of Negative Ions in the Composition of Aerosol Particles

Tiia-Ene Parts and Aare Luts

Institute of Environmental Physics, University of Tartu

Summary

The nature of the ion and aerosol evolution processes depends on the chemical composition of the air. We studied the effects of certain pollutants on the mobility spectra of one-second air ions, and the potential link with the aerosol formation. We used both experiments and theoretical considerations (model simulations). Sulfur dioxide generates a specific shape of the spectra, the shape is similar both in the case of simulations and in the case of experiments. The potential links with aerosol particles were studied by means of theoretical considerations. A new way for the formation of sulfuric acid via ion-molecular reactions and cluster ions $\text{NO}_2^-(\text{SO}_2)(\text{H}_2\text{O})_n$, $\text{NO}_3^-(\text{SO}_2)(\text{H}_2\text{O})_n$ is proposed. Sulfate, nitrate, and halogenide ions are relevant constituents of air ions and aerosol particles.

Aerosooliosakeste statsionaarne elektriline laadumine

Jaan Salm

Tartu Ülikooli keskkonnafüüsika instituut

1. Sissejuhatus

Atmosfäärielektri uurijad jõudsid XX sajandi alguses teadmiseni, et õhu elektrijuhtivus on tingitud õhus hõljuvatest elektriliselt laetud osakestest ehk aeroioonidest. Aeroioone on mitmesuguse suurusega. Kõige väiksemad ehk kerged ioonid ehk klasterioonid on molekulide mõõtmete suurusjärgus, diameetritega 0,3–1,6 nm ning need kannavad ühte, negatiivset või positiivset elementaarlaengut. Klasterioonide tekkimise algpõhjuseks on ioniseeriv kiirgus. Maapinnalähedases õhukihis on peamisteks ioniseerivateks teguriteks pinnase radioaktiivsete ainete kiirgus, pinnasest õhku sattuvate radioaktiivsete gaaside, peamiselt radooni kiirgus ja kosmiline kiirgus. Tavaliselt toimub ioniseerimine niiviisi, et neutraalsest molekulist eraldatakse üks või harvemal juhul mitu elektroni. Järele jääb positiivne ioon. Vabad elektronid liituvad väga kiiresti, vähem kui 1 μ s jooksul mõne neutraalse molekuliga, moodustades negatiivseid ioone. Laengu jäävuse seaduse põhjal tekivad mõlemat märki ioonid võrdsel arvul, paaridena. Need primaarioonid pörkuvad edasi neutraalsete molekulidega ning ioon-molekulreaktsioonide tulemusena tekivadki klasterioonid (Luts ja Salm, 1994).

Klasterioonidest suuremaid elektriliselt laetud osakesi, läbimõõtudega 1,6–7,4 nm nimetatakse keskmisteks ioonideks ning veelgi suuremaid, üle 7,4 nm, rasketeks ioonideks. Rasked ioonid võivad kanda ka kordseid elementaarlaenguid: mida suurem ioon, seda rohkem. Keskmised ja rasked ioonid kokku on teiste sõnadega laetud aerosooliosakesed. Mõned uurijad on klasterioone aerosooliosakeste hulka arvanud, kuid selline liigitus ei ole üldiselt aktsepteeritud. Keskmisi ioone on atmosfääris pikaajalise keskväärtusena suhteliselt vähe, kuid soodsatel tingimustel kasvab nende kontsentratsioon puhanguna (Hörrak jt, 1998; 2000). Sellised puhangud viitavad atmosfääri aerosooli puhangulisele tekkele. Atmosfääri aerosooli tekkepuhangud on käesoleval ajal intensiivse uurimise objektiks. Ei ole piisavalt selge, kuidas tekivad aerosooliosakesed gaasidest. Üheks eriküsimuseks on seejuures elektrilaengute roll. Elektrilaengutel on veel tähtsus mõõtmismeetodite juures. Nimelt on elektrilaengute abil kerge registreerida kõige väiksemaid aerosooliosakesi ning elektrilise liikuvuse kaudu hinnata nende suurust.

2. Aerosooliosakeste laadumine bipolaarses ioonatmosfääris

Elektrilaengud tekivad atmosfääri aerosooliosakestele peamiselt juhuslikel kokkupõrgetel klasterioonidega. Sellise laadumise seaduspärasusi uuritakse juba alates McClellandi ja Kennedy (1912) tööst. Bipolaarses laengusümmeetrilises ioonatmosfääris toimuva statsionaarse laadumise lihtsa ja küllalt täpse teooria avaldas Fuchs (1947). Salm (1971) üldistas seda teooriat mittesümmeetrilise ioonatmosfääri juhule. Toetume edaspidises nendele töödele.

Vaatleme aerosooliosakesi diameetriga d . Negatiivsed ja positiivsed klasterioonid on ühekordselt laetud, kontsentratsioonidega n^- ja n^+ , difusioonikoefitsientidega D^- ja D^+ , ning elektriliste liikuvustega Z^- ja Z^+ .

Negatiivsete või positiivsete klasterioonide voog neutraalsele aerosooliosakesele on

$$\Phi_0^\pm = 2\pi d D^\pm n^\pm = 2\pi k T d Z^\pm n^\pm / e, \quad (1)$$

kus k on Boltzmanni konstant, T on absoluutne temperatuur, e on elementaarlaeng.

Toome sisse aerosooliosakese diameetri dimensioonitu pöördväärtuse

$$\kappa = e^2 / (4\pi\epsilon_0 k T d), \quad (2)$$

kus ϵ_0 on elektriline konstant.

Negatiivsete klasterioonide voog laenguga $j e$ aerosooliosakesele on

$$\Phi_j^- = \Phi_0^- \frac{2j\kappa}{1 - \exp(-2j\kappa)}. \quad (3)$$

Elementaarlaengute arv j on negatiivne negatiivsete laengute jaoks ja positiivne positiivsete laengute jaoks.

Positiivsete klasterioonide voog laenguga $j e$ aerosooliosakesele on

$$\Phi_j^+ = \Phi_0^+ \frac{2j\kappa}{\exp(2j\kappa) - 1}. \quad (4)$$

Osakeste fraktsioonkontsentratsioonid diameetriga d ja laenguarvuga j on N_j ning osakeste kogukontsentratsioon diameetriga d on N . Toome sisse dimensioonitu fraktsioonkontsentratsiooni $p_j = N_j / N$ ning polaarse juhtivuste suhte

$$s = Z^+ n^+ / Z^- n^- = \Phi_j^+ / \Phi_{-j}^-. \quad (5)$$

Diameetriga d aerosooliosakeste statsionaarne laengujaotus avaldub kujul

$$\rho_j = \rho_0 s^j \exp(-j^2 \kappa) \frac{\sinh(j\kappa)}{j\kappa}. \quad (6)$$

Valemi (6) saab teisendada ekvivalentsele kujule

$$\rho_j = \rho_0 \exp\left(\frac{\ln^2 s}{4\kappa}\right) \exp\left(-\frac{(j\kappa - 0.5 \ln s)^2}{\kappa}\right) \frac{\sinh(j\kappa)}{j\kappa}. \quad (7)$$

Kontsentratsioon ρ_0 on arvutatav järgmiselt:

$$\rho_0 = \left[\sum_{j=-\infty}^{\infty} s^j \exp(-j^2 \kappa) \frac{\sinh(j\kappa)}{j\kappa} \right]^{-1}. \quad (8)$$

Valemid (6)–(8) on piisavalt täpsed osakeste suuremate diameetrite piirkonnas, kui on õigustatud difusiooniteooria kasutamine klasterioonide voogude arvutamiseks. Väikeste diameetrite piirkonnas on adekvaatne molekulaarkineetiline laadumise teooria ning valemite (6)–(8) täpsus langeb. Parandusfunktsioonide abil on võimalik laiendada difusiooniteoorial põhinevaid valemiteid ka väiksemate diameetrite piirkonda (Tammet, 1984; 1991; Salm, 1987). Käesolevas töös parandusfunktsioone ei käsitleta.

3. Ekvivalentne kleepumiskoeffitsient

Positiivsete või negatiivsete klasterioonide voogu aerosooliosakesele väljendatakse sageli kleepumiskoeffitsiendiga β_j (Hoppel, 1985; Salm, 1987), mis kujutab endast sama märki klasterioonide voo ja kontsentratsiooni suhet:

$$\beta_j^\pm = \Phi_j^\pm / n^\pm. \quad (9)$$

Võttes arvesse kõik sama diameetriga, kuid erinevate laengutega osakesed, saadakse ekvivalentne kleepumiskoeffitsient

$$\beta_\delta^\pm = \sum_{j=-\infty}^{\infty} \beta_j^\pm p_j. \quad (10)$$

Asendades muutujad valemi (10) paremal poolel valemite (3), (4), (7) ja (9) abil, saame:

$$\beta_\delta^\pm = \beta_0^\pm p_0 \sum_{j=-\infty}^{\infty} s^j \exp\left(-\left(j^2 \pm j\right)\kappa\right). \quad (11)$$

Ekvivalentse kleepumiskoeffitsiendi konkreetsel arvutamisel tekib selline raskus, et osakese diameetri kasvades on vaja arvestada järjest rohkem liikmeid summades (8) ja (11). Kui diameeter on 10 nm suurusjärgus, piisab 1, 2 või 3 suurima liikme arvestamisest. Diameetri 40 nm juures piisab viiest liikmest, kuid diameetri kasvades kasvab ka vajalik liikmete arv kiiresti. Sellest raskusest saab üle, kui kasutada Poissoni summeerimisvalemit (Salm, 1987; 2004).

Teisendame võrrandi (11) kujule

$$\beta_\delta^\pm = \beta_0^\pm p_0 \exp\left(A_\pm^2 \kappa\right) \sum_{j=-\infty}^{\infty} \exp\left(-\left(j - A_\pm\right)^2 \kappa\right), \quad (12)$$

kus

$$A_\pm = \frac{1}{2} \left(\frac{\ln s}{\kappa} \mp 1 \right). \quad (13)$$

Rida valemi (12) summas koondub seda aeglasemalt, mida suurem on osakese diameeter ehk mida väiksem on osakese diameetri pöördväärtus κ . Poissoni summeerimisvalemi abil saab valemi (12) avaldada kujul:

$$\beta_\delta^\pm = \beta_0^\pm p_0 \sqrt{\frac{\pi}{\kappa}} \exp\left(A_\pm^2 \kappa\right) \times \sum_{j=-\infty}^{\infty} \exp\left(-\frac{j^2 \pi^2}{\kappa}\right) \cos(2\pi j A_\pm). \quad (14)$$

Rida võrrandis (14) koondub kiiresti osakeste suurte diameetrite juures. Dimensioonitu diameetri pöördväärtus κ sõltub temperatuurist. Näiteks temperatuuril 293 K, $\kappa = 57/d$, kus d on nanomeetrites. Diameetri 40 nm juures samal temperatuuril, kui s on vahemikus 0,5–2 ning nõutakse määramatust kuni 1%, on vaja viit liiget reas (12). Suuremate diameetrite juures kasvab vajalik liikmete arv reas (12) kiiresti. Kuid samadel tingimustel piisab vaid ühest liikmest reas (14) ning väga hea täpsusega

$$\beta_{\delta}^{\pm} \approx \beta_0^{\pm} \rho_0 \sqrt{\frac{\pi}{\kappa}} \exp(A_{\pm}^2 \kappa). \quad (15)$$

Kontsentratsiooni ρ_0 täpne arvutamine on siiski veel problemaatiline. Kasutades valemis (8) suurte diameetrite piirkonna jaoks lähendust $\sinh(j\kappa)/(j\kappa) \approx 1 + (j\kappa)^2/6$, saab seda kontsentratsiooni avaldada kujul:

$$\rho_0 \approx \left[\sqrt{\frac{\pi}{\kappa}} \left(1 + \frac{\kappa}{12} + \frac{\ln^2 s}{24} \right) \exp\left(\frac{\ln^2 s}{4\kappa}\right) \right]^{-1}. \quad (16)$$

Diameetri 40 nm juures, s väärtustega vahemikus 0,5–2, tagab valem (16) määramatuse alla 1,6%. Valemite (15) ja (16) abil saab ekvivalentse kleepumiskoeffitsiendi arvutusvalemi avaldada kujul:

$$\beta_{\delta}^{\pm} \approx \beta_0^{\pm} \frac{1 + \frac{\kappa}{4} + \frac{\kappa^2}{32}}{1 + \frac{\kappa}{12} + \frac{\ln^2 s}{24}} s^{\pm \frac{1}{2}}. \quad (17)$$

Valemit (17) võib soovitada ekvivalentse kleepumiskoeffitsiendi arvutamiseks, kui osakeste diameetrid on üle 40 nm.

Tänuavaldus

Käesolev töö on valminud ETF grantide 5387 ja 6223 toetusel.

Kirjandus

- Fuchs, N. A., 1947. O veličine zarjadov na časticah atmosfernih aerokolloidov. Izv. AN SSSR, Ser. Geogr. i Geofiz., 11, 341–348 (vene k).
- Hoppel, W. A., 1985. Ion-aerosol attachment coefficients, ion depletion, and the charge distribution on aerosols. J. Geophys. Res., 90, 5917–5923.
- Hörrak, U., Salm, J. Tammet, H., 1998. Bursts of intermediate ions in atmospheric air. J. Geophys. Res. Atmospheres, 103, 13909–13925.
- Hörrak, U., Salm, J. Tammet, H., 2000. Statistical characterization of air ion mobility spectra at Tahkuse Observatory: Classification of air ions. J. Geophys. Res. Atmospheres, 105, 9291–9302.
- Luts, A., Salm, J., 1994. Chemical composition of small atmospheric ions near the ground. J. Geophys. Res., 99, No. D5, 10781–10785.
- McClelland, J. A., Kennedy, H., 1912. The large ions in the atmosphere. Proc. Roy. Irish Acad., 30, 72–91.
- Salm, J., 1971. O statsionarnoi zaryadke aerozolei v nesimmetrichno bipolyarnoi ionnoi atmosfere. Izv. AN SSSR, Fizika atmosfery i okeana, 7, N 4, 468–469 (vene k).
- Salm, J., 1987. Soedinenie aeroionov pri simmetrichnoi statsionarnoi ionizatsii. TRÜ Toimetised, 755, 10–17 (vene k).

- Salm, J., 2004. Steady state charging of aerosol particles. Abstracts of the European Aerosol Conference 2004, Budapest, J. Aerosol Science, S257–S258.
- Tammet, H., 1984. K interpretacii električeskoj plotnosti aeroolja. TRÜ Toimetised, 669, 31–38 (vene k).
- Tammet, H., 1991. Aerosol electrical density: Interpretation and principles of measurement. Report Series in Aerosol Science, Helsinki, 19, 128–133.

Steady State Electrical Charging of Aerosol Particles

Jaan Salm

Institute of Environmental Physics, University of Tartu

Summary

Atmospheric aerosol particles are charged mainly by the attachment of randomly moving cluster ions. The theory of the charging is briefly outlined and developed. The equivalent attachment coefficient of cluster ions to aerosol particles is an important quantity in the theory. At large particle diameters, the calculation of the equivalent attachment coefficient is complicated due to a large number of addends. By means of the Poisson formula, the equations can be transformed into a shape that contains few addends. This simplifies the calculations and clarifies the functional relationships. An approximate equation (17) is derived for the calculation of the equivalent attachment coefficient.

Atmosfääri läbipaistvus Tartus 1931–1940

Lennart Neiman¹ ja Hanno Ohvril²

¹Tartu Ülikooli eksperimentaalfüüsika ja tehnoloogia instituut,

²Tartu Ülikooli keskkonnafüüsika instituut

1. Mõõtmised

Eestis alustati tänapäevasel tasemel Päikese otsekiirguse mõõtmisi prof Kaarel Kirde juhendamisel Tartu Ülikooli Meteoroloogia Observatooriumis 6. mail 1931. Mõõte-instrumendina kasutati Ångströmi pürheliomeetrit nr 197. Mõõtmistulemused, tollal kasutatud ühikutes $\text{gcal}/(\text{cm}^2 \text{ min})$, esitati Eesti Meteoroloogia Aastaraamatutes. Mõõtmis-protokolli märgiti iga mõõtmise kellaaeg (Ida-Euroopa aeg) ja õhurõhk, alates 1932. aastast ka veeauru osarõhk. Lisatud oli ka Päikese kõrgus, mille arvutamise või mõõtmise kohta aga puuduvad selgitused. Otsekiirguse mõõtmistulemused aastatest 1931–1938 jõuti aastaraamatutena avaldada trükis ja on seetõttu laiemalt kättesaadavad. Neid andmeid kasutas TÜ üliõpilane Karin Kaasik oma 1993. aastal valminud diplomitöös (Kaasik, 1993). Ta arvutas iga mõõtmise põhjal atmosfääri läbipaistvuskoeffitsiendi p_2 ning keskmistas tulemused üle mõõtmispäevade, kalendrikuude ja aastate.

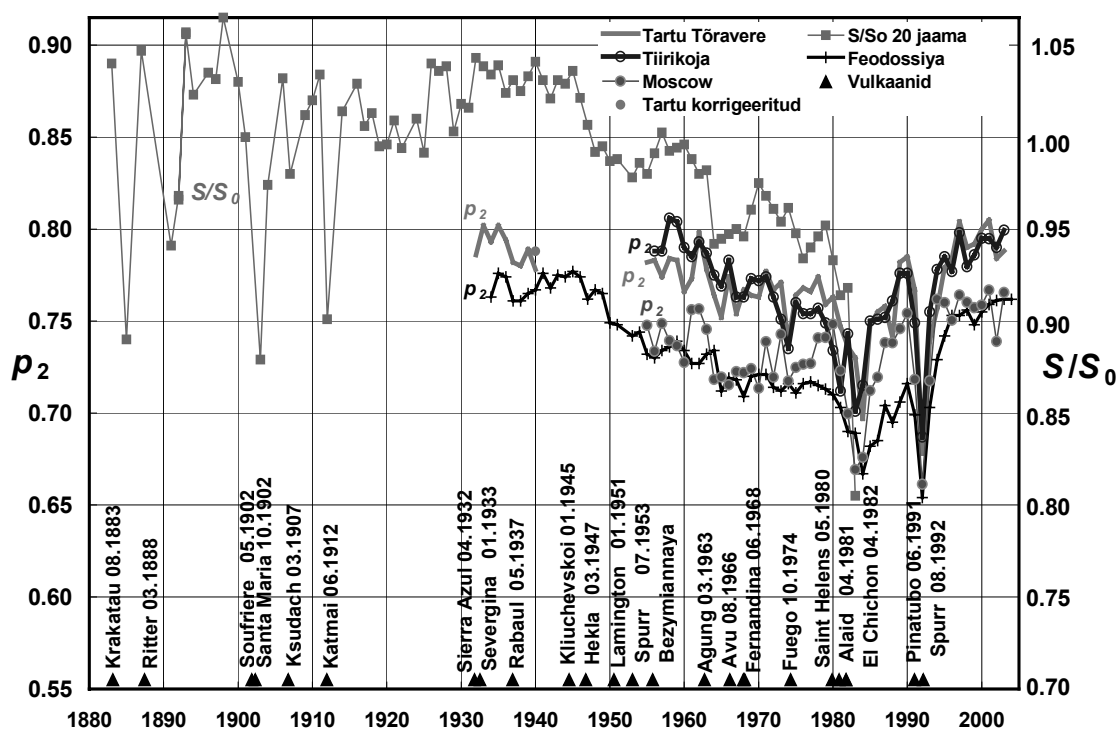
TÜ Meteoroloogia Observatooriumi 140. aastapäeva eel observatooriumi raamatukogu korrastades avastas dr Piia Post, et käsikirjalisel kujul on säilinud meteoroloogia aastaraamatud ka aastatest 1939 ja 1940. Avanes võimalus täiendada sõjaeelse Tartu õhu läbipaistvuse uuringuid kahe aastaga.

2. Arvutused

Ajavahemikul 6. mai 1931 kuni 11. november 1940 toimus Tartus 676 päeval kokku 1302 otsekiirguse mõõtmist. Arvutasime kõikide mõõtmiste jaoks uuesti Päikese kõrguse, atmosfääri massiarvu ja läbipaistvuse p_2 . Mainime, et K. Kaasik ei arvutanud Päikese kõrgusnurka, vaid usaldas aastaraamatutes esitatud kõrgusnurga väärtusi. Atmosfääri integraalse (laiaribalise) otsekiirguse läbipaistvuskoeffitsiendi p_2 leidmiseks kasutasime H. Mürgi taandamisvalemit (Mürk, Ohvril, 1990), massiarvu leidmiseks Gueymardi (1993) valemit. Päikese kõrgusnurga ja Maa–Päike kauguse arvutamiseks kasutasime nelja erinevat meetodikat:

- 1) Spenceri (1971) valemid,
- 2) SITMO valemid (<http://www.sitmo.nl/index>),
- 3) CalSKY *online*-kalkulaator (<http://www.calsky.com/cs.cgi/Sun/1?>),
- 4) Oregoni Ülikooli *online*-kalkulaator (<http://solardat.uoregon.edu/SolarPosition>).

Spenceri valemite abil arvutatud Päikese kõrgusnurgad ja Metobs-i mõõtmisprotokollis esitatud kõrgusnurga väärtused erinevad. Kahe vaatluse korral 1939. aastal on erinevus 1° , paljude mõõtmiste korral $0,2^\circ$, 1936. a on erinevused kuni $1,7^\circ$ ja ligi pooled mõõtmised nurkade erinevusega üle $0,5^\circ$. Spenceri järgi arvutatud ega ka aastaraamatutes esitatud kõrgusnurgad ei lange kokku Interneti kalkulaatorite nurkadega. Kvantitatiivse modelleerimisega tegeleva organisatsiooni SITMO koduleheküljel on valemid, mis põhinevad Belgia astronoomi Jean Meeus'i algoritmidel. Nende valemite maksimaalne viga Päikese kõrgusnurga arvutamisel väidetakse olevat vaid $0,01^\circ$.



Joonis 1. Atmoafääri läbipaistvuskoeffitsient p_2 ja otsekiiguse suhteline väärtus S/S_0 20 jaama (32–62 °pl.) andmetel (Pivovarova, 1986).

Figure 1. Atmospheric Integral Transparency Coefficient p_2 and relative values S/S_0 for the direct beam at 20 locations (32–62 °pl.) (Pivovarova, 1986).

Pistelisel kontrollimisel erinevate aastate, aastaegade ja kellaaegade SITMO järgi arvatatud kõrgusnurgad erinevad CalSKY ja Oregoni Ülikooli kalkulaatoritega arvatutest vähem kui 0,01°, Spenceri järgi arvatud kõrgusnurgad aga erinevad kuni 0,18°. Ilmselt annab SITMO valemite kasutamine suurema täpsuse. Arvutasime SITMO valemite kasutades p_2 väärtused kõikide otsekiirguse mõõtmiste jaoks 1931–1940. Selgus, et K. Kaasiku arvatud ja meie poolt SITMO valemitega arvatud üksikmõõtmiste ja kuude keskmised p_2 väärtused erinevad maksimaalselt 0,005 võrra, aastate keskmised p_2 väärtused aga vaid 0,002 võrra. Spenceri valemitega ja SITMO valemitega arvatud üksikmõõtmiste p_2 väärtused erinevad maksimaalselt 0,003, kuude keskmiste väärtused 0,002 ja aastate keskmiste väärtused 0,001 võrra. Arvestades aga ka praegust otsekiirguse mõõtmise täpsust (suhteline viga 1–4%), võib väita, et ka Spenceri valemid annavad aktinomeetrilisteks arvutusteks rahuldava täpsusega tulemusi. Käesolevas töös kasutame aga siiski SITMO valemite kui täpsemaid. Ka Karin Kaasiku poolt arvatud p_2 väärtused on rahuldava täpsusega ja annavad kuukeskmiste läbipaistvuste õige käigu läbi aasta ning naaberaastate võrdluses läbipaistvuse kasvamise või kahanemise ajavahemikul 1932–1938.

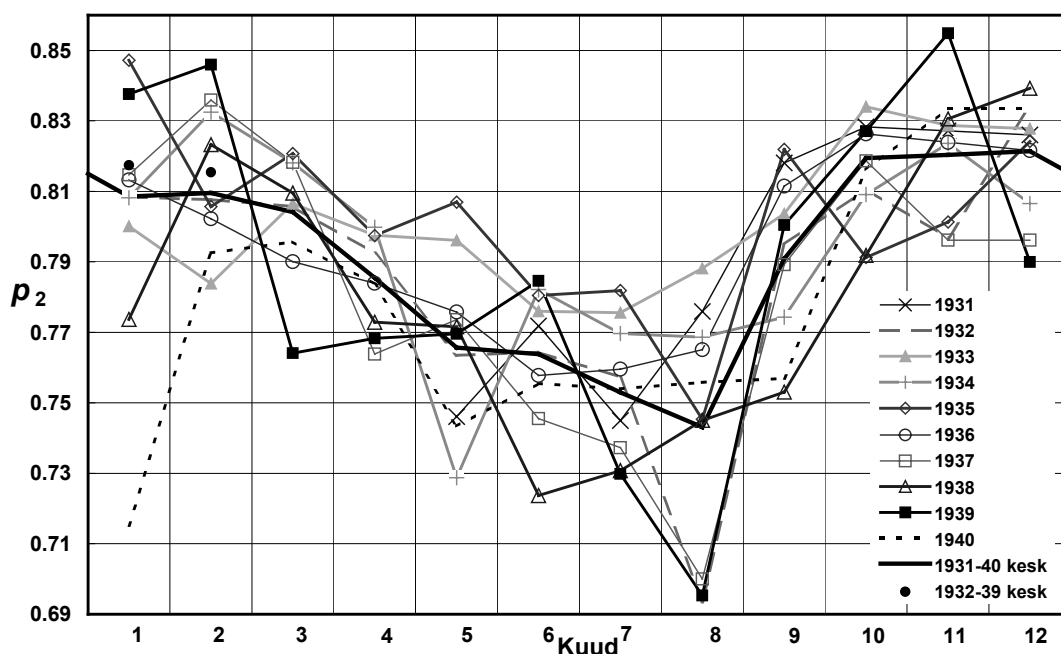
3. Läbipaistvuste aasta- ja kuukeskmised

Joonisel 1 on esitatud p_2 aasta keskmised väärtused Tartus-Tõraveres, Tiirikojal, Feodossias ja Moskvast (Ohvril jt, 2005). Võrdluseks on lisatud veel 20 jaamas (32–62 °pl.) Päikese integraalse otsekiirguse keskmised suhtelised väärtused S/S_0 (Pivovarova, 1986). Joonise ajateljel on märgitud suuremad vulkaanipursked.

Aastate 1939 ja 1940 jaoks saime Tartu atmosfääri integraalse läbipaistvuskoeffitsiendi p_2 väärtusteks vastavalt 0,789 ja 0,778. See on pisut vähem kui eelnevate aastate, 1932–1938, keskmine, $p_2 = 0,791$. Samas jäi aastatel 1932–1940 Tartu õhu läbipaistvus ikkagi kõrgemaks kui sõjajärgsetel aastatel (mõõtmised alates 1955), mil 1930ndate tase saavutati alles 1980ndate teisel poolel.

Sõjajärgsete aastate madalam läbipaistvus on ilmselt tingitud tugevatest vulkaanipursketest ja antropogeenset õhusaastest (tööstus, transport, põllumajandus).

Joonisel 2 on esitatud 1931–1940 kuukeskmiste p_2 väärtuste käik jaanuarist detsembrini. Jämedama joonega on näidatud mõõtmispäevade arvuga kaalutud kuude keskmise läbipaistvuskoeffitsiendi aastane käik.



Joonis 2. Atmosfääri integraalne läbipaistvuskoeffitsient p_2 Tartus 1932(1931)–1940.

Figure 2. Atmospheric Integral Transparency Coefficient p_2 in Tartu 1932(1931)–1940.

Õhu läbipaistvus on suur talvekuudel, kui õhus on vähem veeauru ja maapinnal on lumikate. Läbipaistvus alaneb aprillis, kui lumi on sulanud ja Päike on kõrgel. Siis tõstavad konvektiivsed õhuvoolud kõrgematesse kihtidesse aerosooliosakesi. Kevadel ja suvel halvendab läbipaistvust ka taimede õietolm, suvel metsa- ja rabatulekahjud. Kõige

väiksem on Tartu läbipaistvus augustis. Õhu läbipaistvus tõuseb kiiresti juba septembris ja oktoobris. August ja september on tavaliselt sademeterohked ja vihm peseb õhust välja aerosooliosakesi. Oktoobris on maapind niiske ja praktiliselt tolmuva, madala Päikese tõttu peaaegu ei teki tõusvaid õhuvoole (seetõttu ei teki ka konvektiivseid pilvi). Aeglane läbipaistvuse tõus jätkub ka novembris ja detsembris.

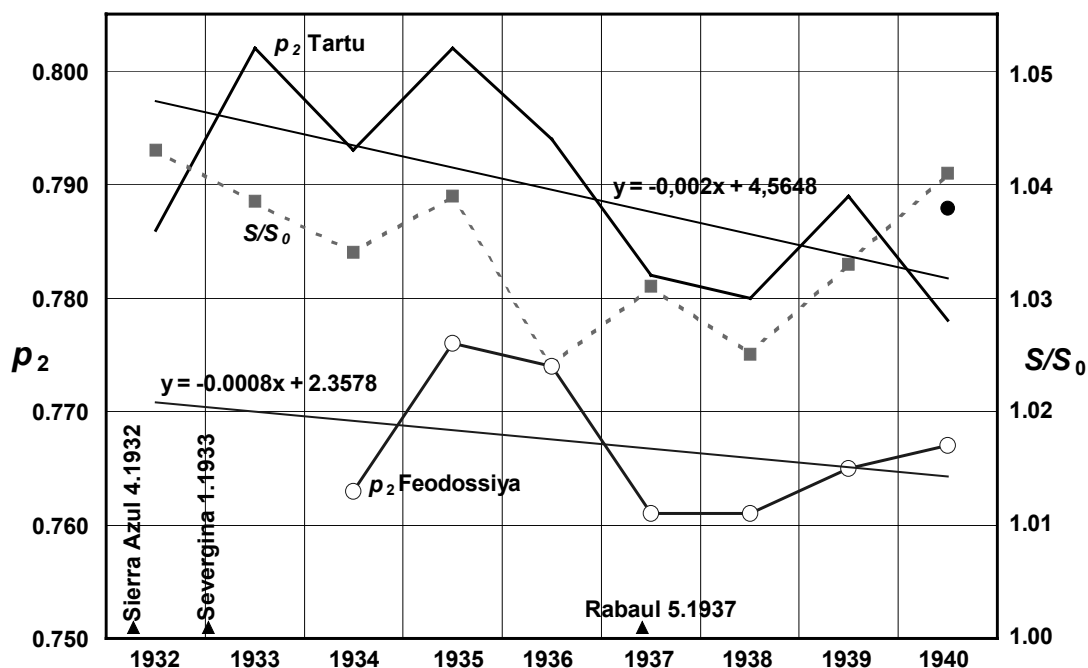
Aastatel 1931–1940 on Tartu õhk keskmiselt kõige läbipaistvam detsembris. Jaanuaris toimub läbipaistvuse väike langus, mis võib olla tingitud pakaselistel päevadel õhus hõljuvatest kiirgust hajutavatest jääkristallikestest. Kõikidel kuudel on aastate 1931–1940 keskmine läbipaistvus suurem kui vastava kuu keskmine läbipaistvus sõjajärgsel mõõtmisperioodil, enne 1990ndate keskpaika.

4. Vulkaanilise stratosfäärse aerosooli mõju

Vulkaanipursked on tähtsaimad mitteregulaarsed looduslikud atmosfääri saastajad. Vulkaanilises kaugmõjus on tähtis vääveldioksiid (SO_2), mis püsib õhus gaasilisena ja ühineb järkjärgult veeauruga, tekitades väävelhappe tilkasid, mis vähendavadki õhu läbipaistvust. Nagu on näha jooniselt 1, vähendasid väga tugevad vulkaanipursked El Chichón (aprill 1982) ja Pinatubo (juuni 1991) p_2 väärtust ligi kahe aasta jooksul.

Lisaks vulkaanilise aerosooli mõjul toimunud 2-aastastele episoodilistele langustele on märgatav ka p_2 pidev aeglane langus alates 1945. kuni 1985. aastani, mida seostatakse antropogeense mõjuga. Aastad 1931–1940 olid nõrga vulkaanilise aktiivsusega. Selle ajavahemiku suuremad vulkaanid Sierra Azul (36 °N, Tšiili, aprill 1932), Severgina (49 °N, Kamtšatka, jaanuar 1933) ja Rabaul (4 °N, Papua Uus-Guinea, mai 1937) võisid ainult veidi tõsta vulkaanilise stratosfäärse aerosooli hulka.

Joonisel 3 on kujutatud suuremas mastaabis Tartu p_2 muutused aastatel 1932–1940. Lisatud on Feodossia p_2 väärtused alates 1934. Lisatud on ka 8–12 muu jaama (32–62 °N) Päikese integraalse otsekiirguse keskmised suhtelised väärtused S/S_0 (Pivovarova, 1986). Nagu näha, esineb Tartu p_2 ja Feodossia p_2 käigus suur sarnasus. Erinevus ilmneb ainult aastate 1939 ja 1940 võrdluses. Mingil määral sarnased on ka Tartu p_2 ja ülalmainitud otsekiirguse suhtelise väärtuse S/S_0 käik. Mitmed autorid on tagasivaateliselt hinnanud vulkaanilise stratosfäärse aerosooli optilist tihedust. Näiteks Sato (2002), toetudes pürheliomeetrilistele andmetele, on teinud seda keskmistatuna vastavalt üle põhja- ja lõunapoolkera, iga kuu jaoks (1927–1999). Robertson jt (2001), kasutades lisaks pürheliomeetrilistele andmetele ka Gröönimaa ja Antarktika jäässe sadestunud aastaseid sulfaadikoguseid ja stratosfäärse aerosooli levimise ja sadestumise mudeleid, on leidnud vulkaanilise stratosfäärse aerosooli optilise tiheduse lainepikkusel 500 nm ajavahemikus 1500–1983 iga aasta jaoks eraldi iga 4° laiuses laiuskraadide vööndis, kokku 45 vööndit, (Robertson jt, 2001). Stratosfäärse vulkaanilise aerosooli optiline tihedus ajavahemikus 1890–1999 iga kuu jaoks eraldi iga 2,8 kraadi laiuses vööndis, kokku 64 vööndit, on leitud ka Ammann jt artiklis (2001). Neljas autor, Stothers (2001) aga annab kogu ajavahemiku 1930–1962 jaoks põhjapoolkeral stratosfäärse vulkaanilise aerosooli optilise tiheduse väärtuseks nulli.

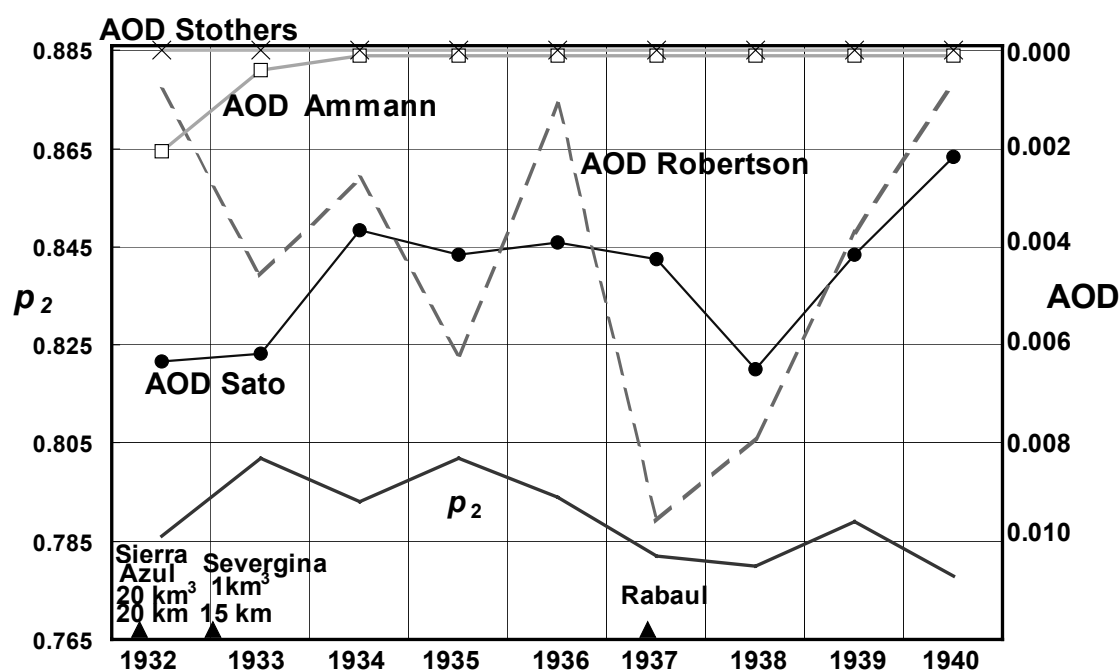


Joonis 3. Atmosfääri integraalne läbipaistvuskoeffitsient p_2 Tartus ja Feodossias ning otsekiirguse suhteline väärtus S/S_0 8–12 jaama andmetel (Pivovarova).

Figure 3. Atmospheric Integral Transparency Coefficient p_2 in Tartu and Feodosiya, relative values S/S_0 for direct beam at 8–12 locations (Pivovarova).

Joonisel 4 on võrreldud Tartu p_2 ja ülalmainitud nelja stratosfäärse vulkaanilise aerosooli optilise tiheduse väärtust (Sato – kogu põhjapoolkera, Robertson, 58–62 °pl. vöönd, Ammann, 58,4–61,2 °pl. vöönd ja Stothers – vulkaaniline stratosfääri optiline nulltihedus kogu põhjapoolkeral). Jooniselt on näha, et erinevate autorite poolt leitud stratosfäärse aerosooli optilised tihedused ei ole omavahel heas kooskõlas. Tartu p_2 ei sobi ühegi optilise tihedusega. Stothers (2001) kasutab aastate 1932–1940 jaoks terminit “nullnivoo”, Pivovarova nimetab neid aastaid “foonilisteks”. Foonilisel perioodil esineb Pivovarova järgi statistiliselt oluline korrelatsioon ainult mägedes asuvate aktinomeetriaajaamade mõõtmistulemuste vahel. Viimast vaatluslikku fakti aga Pivovarova ei põhjenda.

Robertson kritiseerib nii Stothersit kui Satot, et nad esitavad 1930ndate aastate jaoks liiga madalaid stratosfäärse optilise tiheduse väärtusi. Robertsoni andmetel on meie poolt vaadeldavas ajavahemikus kõige tugevamalt sulfaatset aerosooli emiteerinud vulkaan Rabaul Papua Uus-Guineal (4 °ll., mai 1937). Tema andmetel põhjustas Rabauli purse olulise sulfaadi sadestumise Antarktika jääkihti ning väikese, aga siiski märgatava sulfaadi sadestumise ka Gröönimaa jääkihti.



Joonis 4. Tartu läbipaistvus p_2 ja vulkaanilise stratosfääri aerosooli optiline tihedus AOD.
Figure 4. Transparency p_2 in Tartu and the volcanic stratospheric aerosol optical depth AOD.

Vaatleme nüüd Tartu ja Feodossia läbipaistvuste p_2 , Pivovarova artikli keskmise suhtelise otsekiirguse S/S_0 , ja vulkaanilise stratosfääri aerosooli optiliste tiheduste AOD muutumist aastatel 1932–1940, joonised 3 ja 4.

Tartu jaoks me ei saa tervet 1932. aastat 1931. aastaga võrrelda, sest mõõtmised algavad 1931. a mais (seepärast pole ka 1931. aasta väärtusi joonisele kantud). Mainime vaid, et 1932. a viimase kaheksa kuu keskmine Tartu p_2 on 0,015 võrra madalam 1931. a viimase kaheksa kuu keskmisest väärtusest, mis võib olla tingitud Sierra Azuli purskest 1932. a aprillis.

Aastal 1933 Tartu p_2 väärtus tõusis (siin ja ka edaspidi võrdleme eelmise aastaga). See on kooskõlas Ammanni ja Satoga, vastuolus aga Pivovarova ja Robertsoniga. Tõus võis olla tingitud Sierra Azuli purske mõju vähenemisest või lakkamisest. Jaanuaris 1933 toimus küll Severgina purske, mis oleks võinud selle aasta läbipaistvuse kasvamist takistada, aga Severgina purskel paisati atmosfääri 1 km^3 tuhka kuni 15 km kõrgusele, Sierra Azuli purskel aga 20 km^3 tuhka kuni 20 km kõrgusele (Hmelevtsov, 1986). Aastal 1934 Tartu p_2 langes, mis on kooskõlas Pivovarovaga, aga vastuolus nii Sato, Ammanni kui Robertsoniga. Aastal 1935 Tartu p_2 tõusis. See on kooskõlas Feodossia p_2 tõusuga ja Pivovarovaga, vastuolus aga Robertsoni, Ammanni ja Satoga. Aastal 1936 Tartu p_2 langes, mis on samuti kooskõlas Feodossia p_2 langusega ja Pivovarovaga, vastuolus aga Sato ja

Robertsoniga. Aastal 1937 toimunud Tartu p_2 langus on kooskõlas Feodossia p_2 langusega ning Sato ja Robertsoniga, vastuolus aga Pivovarovaga.

Tartu p_2 käik sobib Robertsoni väitega, et Rabauli purske 1937. a mais põhjustas ka põhjapoolkeral vulkaanilise stratosfäärse aerosooli optilise tiheduse tõusu, sest aasta keskmise p_2 langus toimub teise poolaasta arvel, 1937. a esimesel poolel on p_2 isegi suurem kui 1936. a esimesel poolel. Huvitav, et Pivovarova ega Hmelevtsov üldse ei mainigi Rabauli purske toimumist ega tema mõju. Aastal 1938 Tartu p_2 väga vähe langeb, ilmselt saavutab Rabauli purske oma mõju maksimaalse väärtuse meie laiuskraadidel, mis on väga heas kooskõlas Sato ja Pivovarovaga ja kooskõlas ka Feodossia p_2 väärtusega, mis jäi eelmise aastaga võrdselt madalale tasemele, ning on enam-vähem kooskõlas ka Robertsoniga, temalgi jäi optiline tihedus **AOD** suhteliselt suureks (st p_2 suhteliselt väikeseks nagu meilgi).

Aastal 1938 Tartu p_2 madal tase on tingitud eelkõige esimesest poolaastast. Teisel poolaastal p_2 tase mõnevõrra tõuseb, ilmselt hakkab Rabauli purske mõju vähenema (see tähendab, et vulkaanilist aerosooli on juba palju maapinnale sadenenud). Aastal 1939 nii Tartu kui ka Feodossia p_2 tõuseb, mis on heas kooskõlas Pivovarova, Sato ja Robertsoniga. Tõenäoliselt Rabauli purske mõju lakkab. Seega Tartu pürheliomeetriliste mõõtmiste tulemused toetavad Robertsoni väiteid Rabauli purske olulisusest. Aastal 1940 Tartu p_2 langeb, mis ei ole kooskõlas Feodossia p_2 käiguga ega ka ühegi teise eelpoolnimetatud autori andmetega.

Kui kokkuvõtlikult hinnata vulkaanipursete mõju atmosfääri läbipaistvusele aastatel 1931–1940, siis ei saa nõustuda Pivovarova ega Stothersiga, et need aastad on foonilised, sest pärast vulkaanipurseid on palju erinevate autorite läbipaistvuse käigu kokkulangevusi. Eriti ilmne on kokkulangevus pärast Rabauli purset. Umbes kaheaastane õhu läbipaistvuse langus pärast Rabauli purset esineb nii Tartus kui Feodossias. Kaheaastane läbipaistvuse langus esineb ka Robertsoni ja Sato tulemustes. Mingil määral on ka Pivovarova tulemused Rabauli purskega kooskõlas (miinimum 1938. a).

Tartu p_2 käik on heas kooskõlas ka Sierra Azuli (Tšiili, apr 1932) purskega. Selle purske mõju on aga väga lühiajaline, Tartus ilmneb tema mõju 1932. a augustist ainult 1933. a veebruarini. Mõju lühiajalisus on tõenäoliselt tingitud sellest, et võrreldes purske võimsusega ja väljapaisatud aine hulga emiteeriti sel purskel ebatavaliselt vähe väävliühendeid. Antarktika erinevatest kohtadest võetud jääproovidest leiti ainult ühes sulfaadi sadestumist 1932. ja 1933. aasta jääkihti, kuigi purske toimus lõunapoolkeral (Traufetter jt, 2004). On aga teada, et ainult sulfaatne aerosool on võimeline kaua stratosfääris püsima, silikaatne tolmu sadestub suhteliselt kiiresti. Londoni Geoloogiaühingu töögrupi ettekande järgi vulkaaniline silikaatne tolmu püsib stratosfääris ainult mõned nädalad, kõige rohkem mõned kuud (Sparks jt, 2005). Ka Ammanni ja Sato hinnangud on Sierra Azuli purskega kooskõlas.

5. Metsatulekahjude võimalik mõju

Tänapäeval on tõestatud, et boreaalsed metsatulekahjud võivad stratosfäärse aerosooli hulka suurendada. Näiteks 1998. a maist oktoobrini näitasid satelliitidelt tehtud mõõtmised olulist stratosfäärse aerosooli hulga kasvu suurtel põhjalaiustel, kuigi sel aastal ei esinenud ühtegi sellise mastaabiga vulkaanipurset, mis oleks võinud aerosooli stratosfääri paisata. Need mõõtmised satelliitidelt näitasid, et vahemikus 3 kuni 5 km

ülalpool tropopausi oli aerosooli kontsentratsioon foonilisest väärtusest oluliselt kõrgem (<http://www.cpi.com/remensing/>). Nende mõõtmistulemuste võrdlemisel metsatulekahjude statistikaga on leitud, et 1998. a suvel põhjustasid stratosfäärse aerosooli kontsentratsiooni tõusu mitmed metsatulekahjud Kanadas ja Ida-Venemaal. Boreaalset metsatulekahjud on iga-aastased loodusnähtused. Üksikutel aastatel võib paljude väikeste tulekahjude kogum areneda hiiglaslikuks tuleormiks, mis tõstab ülisuurel hulgal suitsu ja teisi põlemisjääke kõrgele troposfääri ja alumisse stratosfääri. M. Fromm leidis, et 3. ja 4. augustil 1998 Kanada Loode-Territooriumidel Norman Wellsi lähedal metsatulekahjudes toimunud tuleormis paisati alumisse stratosfääri sellisel hulgal aerosooli, et ta kontsentratsioon tõusis seal viiekordseks (Fromm jt, 2005). Tuleorm tõstis aerosooli 7 km tropopausist kõrgemale. Nädal aega hiljem tuli kogu Euroopast teateid troposfääri gaaside ja aerosoolide anomaaliate kohta. Nagu on näha joonisel 1 esineb Tiirikoja, Tõravere ja Moskva p_2 graafikudel 1998. a langus, kusjuures need langused on vastavalt 0,018; 0,014 ja 0,004. Mida väiksemal põhjalaiusel asus jaam, seda väiksem oli boreaalsetest metsatulekahjust põhjustatud läbipaistvuse langus. Veelgi lõunapoolsemas Feodossias 1998. a läbipaistvus ei langenud, vaid isegi tõusis veidi.

Tartu õhu läbipaistvuse langust 1940. aastal ei ole võimalik põhjendada vulkaaniliste nähtustega. Üks võimalus on seda põhjendada metsatulekahjudega Alaskas 1940. aastal (Davis, 1983). Mainitud aasta suvi oli Alaska jaoks rekordiliselt tulekahjuderohke, siis põles seal maha rohkem kui 1,82 miljonit hektarit metsa. Võib-olla ka 1940. a Alaskas (nii nagu 1998. a naabruses asuvas Loode-Kanadas) tekkis tuleorm ja tõusis põlemissaadusi stratosfääri ning õhu läbipaistvus langes eelkõige põhjapoolsetes vaatlusjaamades, sealhulgas ka Tartus, lõunapoolsemates jaamades, millega me Tartu õhu läbipaistvust võrdleme, läbipaistvuse langus oli kas väiksem või puudus.

Ka Hiiu maal Kärkla lähedal oli 1940. aasta suvel suur metsatulekahju, milles hävis umbes 1000 ha metsa (Vodde, 2000). See tulekahju muidugi ei suutnud aerosooli stratosfääri paisata, aga õhu läbipaistvust Eestis võis siiski mõjutada.

6. Lokaalne Tartu linna mõju

Võrreldes enne 1980ndaid suurte linnade lähedal ja mägedes asuvate aktinomeetriaajaamade andmeid, on leitud, et Päikese otsekiirguse intensiivsus vähenes antropogeensetel põhjustel 0,12% võrra aastas (Pivovarova, 1986). Vaadeldes sõjaeelse Tartu p_2 trendijoont, on näha, et see langeb keskmiselt 0,25% võrra aastas, Feodossias on aga keskmiseks languse kiiruseks 0,1% võrra aastas. Seega on Tartu p_2 langus üle kahe korra kiirem kui Feodossias või kui on Pivovarova hinnang. Tõenäoliselt on see põhjustatud Tartu Meteoroloogia Observatooriumi asetsemisest mitte ainult linnas, vaid ka lokaalküttega suure hoones Liivi 4.

Eesti Entsüklopeedia andmetel vaadeldaval ajavahemikul Tartu elanike arv kasvab ainult paarituhande inimese võrra. Suurem mõju võib aga olla majanduse ja inimeste heaolu kiirel kasvul alates 1935. aastast, mil saadi üle 1933. a majanduskriisist, sest kiirem p_2 kahanemine algabki 1935. aastast. Teisalt selle väitega mingil määral kattub vaadeldava perioodi suurim vulkaanipurse (Rabaul, 1937). Antropogeensetest faktoritest tuleks kindlasti mainida autode arvu kasvu, samal ajal kui teed olid asfalteerimata, sillutamata ja tolmused. Autode arv Eestis 1935–1940 kasvas üle kahe korra (<http://www.eag.unicweb.ee>).

Tugevaimaks antropogeenseks faktoriks tuleks pidada küttekollete suitsu. Tööstuse ja muu majanduse arengu tõttu hakati ettevõtete katlamajades järjest rohkem kütust põletama. Majandusliku olukorra paranedes said ka elanikud võimaluse oma kodudes rohkem kütta. Kütmisest tingitud mõju õhu läbipaistvusele on eriti tugev külmaladel talvekuudel. Siin ei tohi unustada, et sõjaeelsel ajal elektri- ja gaasipliite peaaegu üldse ei kasutatud ja toidu valmistamiseks köeti ka suvel pliite ja majade korstnatest tõusis suitsu, kuigi vähem kui talvel.

Kõige tugevam paistab olevat linna mõju 1940. aastal, mil Tartu p_2 kahaneb, aga ühegi teise siin viidatud autori järgi p_2 ei kahane. Jooniselt 2, kus on esitatud kõikide aastate kuukeskmiste p_2 väärtuste käik jaanuarist detsembrini, on näha, et kuukeskmiste keskmisest hõlbib kõige enam 1940. a jaanuari p_2 väärtus. Aastal 1940 jaanuari ja veebruari keskmised õhutemperatuurid Tartus olid vastavalt $-14,5\text{ °C}$ ja $-14,8\text{ °C}$, mis on paljude aastate keskmistest madalamad, vastavalt $7,8\text{ °C}$ ja $8,1\text{ °C}$ võrra. Seega olid 1940. a kaks esimest kuud äärmuslikult külmad. Sellest tingituna toimus väga intensiivne kütmine ja õhku paisati väga suurel hulgal suitsu, mis võibki olla 1940. aastal madala p_2 põhjuseks. Võib-olla tuleks nende kahe kuu väga madalaid p_2 väärtusi aasta keskmise leidmisel mitte arvestada ja 1940. a esimese kahe kuu mõõtmistulemused asendada vastavate kuude keskmistega ajavahemikust 1932–1940, et elimineerida tugevat linna mõju. Joonistel 1 ja 3 on 1940. a jaoks sellisel leitud p_2 väärtus esitatud punktina. Joonisel 2 on punktidenäidetud aastate 1932–1939 jaanuari ja veebruari keskmised p_2 väärtused.

Kerkib küsimus, kas Tartu õhu läbipaistvuse mõõtmistel võis lokaalsele antropogeensele mõjule juba sõjaeelsel perioodil liituda ka globaalne antropogeenne mõju? Joonisel 1 on näha, et atmosfääri läbipaistvus Feodosias kuni 1945. aastani ei ilmuta langustrendi. Ka Pivovarova arvutatud Päikese integraalse otsekiirguse keskmised suhtelised väärtused S/S_0 hakkavad järjekindlalt langema alles pärast 1945. aastat. See näitab, et Feodosias ja Pivovarova poolt vaadeldud mõõtmisjaamades kuni 1945. aastani märgatavat antropogeenset mõju (või vähemalt selle kasvu) ei esinenud. Nagashima on leidnud, et kliima mudel, mis ignoreerib antropogeense aerosooli emissiooni kasvu (selles mudelis on antropogeense aerosooli emissioon konstantselt 1850. a tasemel), kirjeldab adekvaatselt globaalse aastakeskmise maapinnalähedase õhutemperatuuri tegelikku käiku umbes kuni 1940. aastani (Nagashima jt, 2005). Ka see töö lubab oletada, kuigi kaudselt, et võime lugeda globaalse antropogeense aerosooli mõju Tartu õhu läbipaistvusele 1931–1940 konstantseks. Seega võime arvata, et kogu antropogeense mõju kasv sõjaeelse Tartu õhu läbipaistvusele on kohalikku, Tartu linna päritolu.

Lokaalse antropogeense mõju otsimisel avastasime juhuslikult mõned võimalikud observatooriumi töötaja eksimused. Näiteks 1940. a jaanuaris on päikese otsekiirguse mõõtmisi teostatud kahel päeval. 23. jaanuaril on otsekiirgust mõõdetud kell 10.15, 12.34 ja 13.59. Meteoroloogia Aastaraamatu käsikirjas on märgitud sama päeva kella 10 pilvisuseks 8 Ci, Ac, kella 13 pilvisuseks 0 ja kella 16 pilvisuseks 5 Ci, Cc. Tõenäoliselt on vähemalt esimese mõõtmise ajal taevast olnud kiudpilvi. Võib-olla tuleks selle päeva väga madalaid p_2 väärtusi kuu keskmise leidmisel mitte arvestada? See kahtlus tugevdab soovi asendada 1940. a esimese kahe kuu (või vähemalt jaanuari) p_2 väärtused paljude aastate vastavate keskmistega, et puhastada arvutustulemused pakaseliste ilmadega kaasnevast tugeva kütmise mõjust ja samaaegselt ka ühest ilmselt mittelubatud tingimustes (Ci-pilved) tehtud mõõtmisest.

7. Kokkuvõte

Tartu sõjaeelsed otsekiirguse mõõtmistulemused on väga heas kooskõlas vaadeldava perioodi kõikide suuremate vulkaaniliste nähtustega ja ka linna lokaalse mõju tugevnemisega. Kui ühed jaamad (autorid) ei “märganud” 1931–1940 Sierra Azuli purset, teised Rabauli purset ja kolmandad ei “märganud” mitte midagi, siis Tartu pürheliomeeter “nägi” mõlemat purset ja seega näitas, et mõlemad pursked põhjustasid vulkaanilise aerosooli hulga kasvu Eesti kohal. Tõenäoliselt on see tingitud Tartu pürheliomeetri heast kvaliteedist. Aastal 1931 muretsesid Ångströmi kompensatsioon-pürheliomeeter nr 197, millega tehti Päikese otsekiirguse mõõtmisi, oli aktinomeetriliste mõõteriistade konstruktori J. D. Janiševski suusõnalise informatsiooni järgi kvaliteedi poolest Euroopa etalonriista järel teisel kohal (Mürk, 1992). Seega tehti sõjaeelses Tartus vahetuid mõõtmisi riistaga, mis oli parem kui paljude riikide etalonid. Ilmselt oli ka Tartu Ülikooli Meteoroloogia Observatooriumi personal väga kohusetundlik ja töökas.

Sõjaeelsed otsekiirguse mõõtmistulemused on suure teadusliku väärtusega. Nende andmete puuduseks tuleb pidada liiga urbaniseerunud piirkonnas asunud vaatluskohta. Sõjaeelse Tartu p_2 aegrea sidumiseks sõjajärgse Tartu-Tõravere aegreaga tuleks lokaalsest linna mõjust vähendatud läbipaistvusi (näiteks 1940. a kahel esimesel kuul) aasta keskmise arvutamisel mitte arvestada ja asendada nad paljude aastate vastavate kuude keskmistega.

Tänuavaldused

Täname dr Piia Posti käsikirjaliste meteoroloogia aastaraamatute leidmise eest.
Uurimust toetas rahaliselt ETF grant 5857.

Kirjandus

- Ammann, C. M., Meehl, G. A., Washington, W. M., Zender, C. S., 2003. A monthly and latitudinally varying volcanic forcing dataset in simulations of 20th century climate. *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1657, doi:10.1029/2003GL016875.
- Davis, T. N., 1983. Forest fires. *Alaska Science Forum*, Article No. 610. <http://www.gi.alaska.edu/ScienceForum/ASF6/610.html>.
- Fromm, M., Bevilacqua, R., Servranckx, R., Rosen, J., Thayer, J.P., Herman, J., Larko, D., 2005. Pyro-Cumulonimbus Injection of Smoke to the Stratosphere: Observations and Impact of a Super Blowup in Northwestern Canada on 3–4 August 1998. *J. Geophys. Res.* 110, D08205, doi:10.1029/2004JD005350.
- Gueymard, C., 1993. Critical analysis and performance assessment of clear sky solar irradiance models using theoretical and measured data. *Solar Energy*, 51, 2, 121–138.
- Hmelevtsov, S. S., 1986. Aerosol'nye i gazovye vulkaničeskie vybrosy v atmosferu, vlijajuščie na klimat zemli. *Vulkany, Stratosfernyj Aerosol' i Klimat Zemli*. Leningrad, Gidrometeoizdat, 7–26 (vene k).
- Kaasik, K., 1993. Atmosfääri läbipaistvus Tartus-Tõraveres aastatel 1931–1991. Diplomitöö. Tartu, TÜ.
- Mürk, H., Ohvril, H., 1990. Inženernaja metodika privedenija koeficienta prozračnosti atmosfery ot odnoj atmosfernoj massy k drugoj. *Meteorologia i Gidrologia*, 1, 103–106 (vene k).
- Mürk, H., 1992. Meteoroloogia- ja klimatoloogiaalasest uurimistööst 1920–1940. Teaduse Ajaloo Lehekülgi Eestis VIII, Tallinn, Valgus, 80–97.

- Nagashima, T., Shiogama, H., Yokohata, T., Crooks, S. A., Nozawa, T., 2005. The effect of carbonaceous aerosols on surface temperature in the mid twentieth century. www.ccsr.u-tokyo.ac.jp/~agcmadm/papers/nagashima.doc.
- Ohvril, H., Teral, H., Tee, M., Russak, V., Okulov, O., Jõeveer, A., Kallis, A., Abakumova, G., Terez, E., Guschchin, G., Terez, G., Olmo, F. J., Alados-Arboledas L. and Laulainen, N., 2005. Multi-annual variability of atmospheric transparency in Estonia. SOLARIS 2005. 2nd Joint Conference. International Forum of Experts in Solar Radiation, Hellenic Illumination Committee. Athens, 42–46. www.kormos.gr/VirtualDB/Imtext/125/Ohvril1.pdf+Ohvril+Teral+Laulainen&hl
- Pivovarov, Z. I., 1986. Radiacija v atmosfere posle vulkaničeskih izverženij. Vulkany, Stratosfernyj Aerol' i Klimat Zemli. Leningrad, Gidrometeoizdat, 127–145 (vene k).
- Robertson, A., Overpeck, J., Rind, D., Mosley-Thompson, E., Zielinski, G., Lean, J., Koch, D., Penner, J., Tegen, I., Healy, R., 2001. Hypothesized Climate Forcing Time Series for the Last 500 Years, *J. Geophys. Res.* 106, D14, 14783–14803.
- Sato, M., 2002. Stratospheric aerosol optical thickness. http://www.giss.nasa.gov/data/strataer/tau_line.txt.
- Sparks, S., Self, S., Grattan, J., Oppenheimer, C., Pyle, D., Raimer, H., 2005. Super-eruptions: global effects and future threats. Report of a Geological Society of London Working Group www.geol Soc.org.uk/supereruptions.
- Spencer, J. W., 1971. Fourier series representation of the position of the sun. *Search*, 2, p. 172.
- Stothers, R. B. 2001. Major optical depth perturbations to the stratosphere from volcanic eruptions: Stellar extinction period, 1961–1978. *J. Geophys. Res.* 106, 2993–3003, doi:10.1029/2000JD900652.
- Stothers, R. B., 2001. Major optical depth perturbations to the stratosphere from volcanic eruptions: Traufetter, F., Oerter, H., Fisher, H., Weller, R., Miller, H., 2004. Spatio-temporal variability in volcanic sulfate deposition over the past 2kyr in snow pits and firn cores from Amundsenisen, Antarctica. *Journal of Glaciology*, 50, 168, 137–145.
- Vodde, F., 2000. Forest and forest management. http://www.bka.hiiuloodus.ee/andmeid/eng_forest.html.

Atmospheric Transparency in Tartu, 1931–1940

Lennart Neiman¹ and Hanno Ohvril²

¹*Institute of Experimental Physics and Technology, University of Tartu*

²*Institute of Enviromental Physics, University of Tartu*

Summary

Regular observations of broadband direct solar beam at the Meteorological Observatory of the University of Tartu started on 6 May 1931. Ångström pyrheliometer No 197 was used. Up to 11 November 1940, the total of 1302 observations were made on 676 days. Analyzing this unique database, we calculated for each observation the Atmospheric Integral Transparency Coefficient (AITC) p_2 which corresponds to the atmospheric optical mass $m = 2$ and the solar elevation of 30°.

For 1934–1940, the annual averages of the AITC p_2 have a similar behaviour to those of Feodosiya (except 1940). This harmony can in part be explained by Rabaul volcanic eruption in 1937. Comparing transparency in Tartu during the pre-war period of 1931–1940 with transparency in the post-war period, especially during 1965–1993, a conclusion can be made about higher transparency before the war.

Before linking the pre-war and post-war time series of transparency in Tartu, the pre-war series should be cleaned from some observations (especially in the beginning of 1940) when the solar disc was contaminated with smoke and/or Ci-clouds.

Õhutemperatuuri muutustest Tartus viimase 200 aasta jooksul

Olavi Kärner¹ ja Helve Meitern²

¹Tartu Observatoorium, ²Eesti Meteoroloogia ja Hüdroloogia Instituut

1. Ülevaade mõõtmiste algusaastatest Tartus

Esimesed ilmavaatluse katsed Tartus on seotud ülikooliga. Eelkõige huvitas ilm meedikuid, kes otsisid seoseid ilmastiku ja haiguste vahel. Aastatel 1806–1809 mõõdeti õhutemperatuuri ülikooli kliinikumi õppejõu Balki maja akna taga, praeguse Tähe 1 ja Võru 10 vahelisel alal. Kolm korda ööpäevas mõõdetud temperatuuri keskmised väärtused on avaldanud Moritz (1823) oma doktoridissertatsioonis. Samal ajal avaldas ka ajaleht *Dörptsche Zeitung* õhutemperatuuri jt meteoelementide tabeleid. Kuid Moritzi ja ajalehe temperatuurid ei lange kokku. Võib oletada, et Tartus oli enamgi vaatlejaid. Üksikuid viiteid vaatluste kohta aastatel 1810–1821 koos mõnede vaatlustulemustega on avaldanud Baer (1976). Leyst (1887) väidab, et Tartu tähetornis on ilmavaatlusi tehtud alates 1814. aastast.

Pikaajaline õhutemperatuuri rida Tartus algab 1821. aasta märtsist, kui meditsiini-professor Parrot'i initsiatiivil alustati vaatlusi ülikooli kliinikumi juures (Meitern, 1992). Mõõtmisi teostati 142 pariisi jala kõrgusel üle merepinna kell 7, 12 ja 20. *Dörptsche Zeitungis* on ajavahemikul jaanuarist 1834 kuni 1839. aastani ka kella 18 ja 19 vaheline keskmine õhutemperatuur. On säilinud temperatuuri paralleelvaatluste tulemused jaanuarist kuni oktoobrini 1834. 1839. aasta veebruarist kuni jaanuarini 1840 on agronoom Baumann registreerinud päevased maksimum- ja miinimumtemperatuurid, mis on avaldanud Vesselovski (1857). Alates novembrist 1840 kuni 1865. aastani vaadeldi õhutemperatuuri jt meteoelemente Tartu Tähetornis (Mädler, 1842). Mõõtmised toimusid kell 9, 14 (15) ja 21. Registreeriti ka maksimum- ja miinimumtemperatuur. Paralleelselt mõõtis Kivisilla lähedal Emajõe ja Botaanikaia vahelisel alal ilmanäitajaid füüsika-professor Kämtz. Aastatel 1842–1864 registreeris ta temperatuuri näidu iga päev kella 7–23ni ühe tunni tagant (Kämtz, 1862). Kahjuks on teadmata Kämtzi vaatlusvihikute asukoht. Pärast tema lahkumist asus Tartus füüsikaprofessori kohale Oettingen, kelle juhtimisel alustas tööd ülikooli meteoroloogiajaam, Meteoroloogia Observatooriumi eelkäija.

1806. aastal alustatud temperatuurivaatlusi on tehtud eri kohtades ja kellaaegadel. Need kaks asjaolu teevad paratamatuks teatud parandite arvutamise andmebaasi ühtlustamiseks. Et teadmata on ka kasutatud instrumentide tüüp (Raik, 1964), siis saab parandamine olla vaid osaline.

Kliima kirjeldamise huvides on traditsiooniliselt peetud olulisteks kuu ja aasta keskmisi väärtusi. Sellest on lähtunud ka parandite arvutus (Meitern, 1992). Eriti vajalik on see perioodi 1821–1865 tarvis, kus siin kasutatavad kuu ja aasta keskmised on Meiterni poolt hinnatud Parroti, Nöscheli, Baumann'i ja Mädleri andmetest.

Et aga meie laiustel on temperatuuril suur ööpäevane käik, siis on kõigepealt oluline võimalikult täpse ööpäeva keskmise hankimine. Kirde (1939) toob ära igatunnised keskmised õhutemperatuurid Tartus iga kuu jaoks aastatel 1926–1935. Nende keskmiste päevaste käikude alusel on saadud parandid perioodideks 1821–1834, 1840–1844 ja 1846–1865. Baumann'i andmetest (1839–1840) on kasutatud neid, mis juba Vesselovski

poolt korrigeeritud.

Mitme kuu jaoks puuduvad kohapealsed mõõtmisandmed (1821. a jaanuar ja veebruar; ajavahemik oktoobrist 1832 kuni oktoobrini 1833, 1840. a juuli ja august; 1844. a august ja september). Nende kuude keskmised on lähendatud samaaegselt Tallinnas, Viljandis ja Kadrinas mõõdetud temperatuuride abil.

2. Metobs-i periood 1865–1950

Tartu Ülikooli Meteoroloogia Observatooriumis (Metobs) sai alguse järjekindel ilmavaatlus Tartus. 2. detsembril 1865 alanud vaatlustes oli süsteemi tänapäeva mõttes siiski näha vaid ositi, seda kõigepealt vaatlusaegade osas. Neid oli esimesel aastal kolm: 7, 14 ja 23. Aasta pärast muudeti sagedust tihedamaks: 7, 10, 13, 16, 19, 22. Aastatel 1896 kuni 1900 mõõdeti koguni iga tund ja siis jälle ajavahemikul 1901–1905 vaid kell 7, 13 ja 21. Mõõtmise kõrgus maapinnast ja aparatuur tegi samuti läbi rea muutusi, mis on küllalt täpselt registreeritud (vt TÜIO 1919).

Metobs-i vaatlusväljak on linnas kohta vahetanud, asudes (praeguste tänavanimede järgi) aadressidel Vallikraavi 12 (kuni 24.05.1866), Tiigi 10 (kuni 15.09.1866), Tiigi 1 (kuni 31.12.1892), Tiigi 15 (kuni 1926), Liivi 4 (kuni 1950). Esimese 50 aasta tööde kohta observatooriumis on põhjaliku ülevaate kirjutanud Sresnevsky (1916).

Olulise löigu Metobs-i tegevusest moodustab mõõtmistulemuste süstematiseerimine ja statistiline analüüs kliima igakülgselt kirjeldamiseks. Esmane probleem on olnud eri vaatlustingimuste mõju hindamine. Esimese poolsajandi jooksul on pühendatud palju energiat ööpäeva keskmise temperatuuri arvutamise ühtlustamisele, sest eri aegadel on vaatlustähtajad (ja -kordade arv ööpäevas) suuresti kõikunud.

Metobs-i tegevuse ajal on välja antud kogumikke 5, 10 ja 20-aastaste keskmiste kohta. Siin vaatleme veidi pikemalt kogumikku TÜIO (1919), mis sisaldab Metobs-i tegevuse esimese 50 aasta õhurõhu, tuule, õhutemperatuuri, auramise, niiskuse, pilvisuse, sadmete, aga ka Emajõe veeseisu vaatluste analüüsi ja saadud keskmisi nende näitajate kohta. See töö toob ära mitmed õhutemperatuuri jaotust iseloomustavad karakteristikud nagu päevase käigu lähenduse 4 esimese harmooniku abil, keskmised aasta, kuu, päeva kohta ja osaliselt ka kellaaja kohta. Samuti on esitatud perioodi jooksul ilmnunud ekstreemsed temperatuurid iga kuu kohta. Ainsana kõigist seniilmunud töödest esitab TÜIO (1919) ka temperatuuri sagedusjaotused iga kalendrikuu jaoks.

Järgmine suurem töö on Kirde (1939), mis sisaldab ülevaate Eesti õhutemperatuurist (ka mitmest teisest kliimaelemendist). Tartu osa selles on koostatud Metobs-i 70 aasta (1866–1935) vaatluste alusel. Kirde (1939) on integreerinud termograafi näitudele toetudes nn *tõelised* (ehk 24-tunnised) temperatuurid. Tema võrdlus näitas, et aasta keskmine *tõeliste* alusel tuli 0,15 kraadi väiksem kui kolme vaatluse baasil leitud väärtus.

Kirde lisab varasemale kirjeldusele õhutemperatuuri isothermid Eesti kohta iga kuu jaoks, samuti Tartu miinimum- ja maksimumtemperatuurid I maailmasõja järgsel perioodil. Kliima muutuste hindamiseks on oluline Kirde (1939) poolt esitatud aasta keskmiste temperatuuride jaotus Tartus.

Aastate 1941 ja 1944 read on puudulikud, sest rindejoon Emajõel takistas ilmavaatlusi. Varsti pärast sõda Metobs likvideeriti ja ilmavaatlused läksid hüdrometeoroloogia teenistuse valitsuse alluvusse.

3. Metobs-i järgne periood

TÜ Metobs läks 1947. aastast Teaduste Akadeemia valdusse ja muudeti aktinomeetriaajaamaks (Ross, 1990a). Õhutemperatuuri registreerimine jaamas jätkus endise programmi alusel. Esialgu oli ka vaatluskoht sama, kuid alates 1950. aasta algusest toimusid regulaarsed vaatlused linna piiril Riia mnt 4. kilomeetriposti juures. Koos astronoomiaobservatooriumi valmimisega Tõraveres sai samale territooriumile koha ka aktinomeetriaajaam. Regulaarne õhutemperatuuri registreerimine algas Tõraverse aktinomeetriaajas 1965. aasta sügisel. Need vaatlused toimusid iga kolme tunni tagant, kuni 1973. aastani keskmise päikeseaja järgi, edasi kuni 1991. aastani Moskva aja järgi ja pärast 1991. aastat GMT järgi.

Linna servast ja Tõraverest ajavahemikul 1955–1989 kogutud temperatuuri rida on analüüsinud Kivi (1990). Lisaks traditsiooniliste keskmiste esitamisele huvitas teda ka muutuse tendents selle perioodi kohta. Ta on arvutanud aasta keskmiste trendi, mis ei osutunud statistiliselt oluliseks. Samas on ära toodud ka muutused kuude kaupa ja leitud, et kevadkuude soojenemise tendents on oluline (Kivi, 1990).

Siinses töös on Tõraverse andmetest kasutatud V. Russaku arvutatud kuu keskmisi temperatuure aastatest 1966–2002 ja vaatlusvihikutest kirjutatud keskpäeva aegrida 1966–2005. Vaatlused toimusid kuni 1973. aastani keskmise päikeseaja järgi kell 13.00, edasi kuni 1991 Moskva aja järgi kell 15.00 ja hiljem GMT järgi kell 12.00.

1950. aastal alustas tööd ka Hüdrometeoroloogia Teenistuse jaam Ülenurmes (SPK, 1965). Ülenurme vaatlusandmed ajavahemikul 1951–1996 esindavad Eesti Meteoroloogia ja Hüdroloogia Instituudi (EMHI) interpretatsioonis Tartu temperatuuri. Teineteisest 20 km kaugusel asuvate jaamade andmed on veidi nihkes. Kivi (1990) on leidnud, et aastatel 1955–1989 oli Tõraverse temperatuur keskmiselt 0.2 °C võrra soojem kui Ülenurmes. Kuude lõikes on veidi suurem erinevus talvel ja suvel. Sügisel ja kevadel on temperatuurid väga lähedased.

Ülenurme jaama temperatuuri muutlikkust aastatel 1966–1996 on analüüsinud Jaagus (1996, 1999). Ka tema jõudis otsusele, et 30 aasta jooksul on kõige enam kuu keskmine temperatuur tõusnud kevadkuudel.

1999. aasta lõpust alates on Tartu Ülikoolil jälle oma ilmajaam Tähe 4, füüsikahoone katusel (Sits ja Post, 2006). Selle vaatlusandmed on tulevikus heaks baasiks linnastumise efektide uurimisel.

4. Muutlikkuse kvantimine

Et võrrelda eri tingimustes saadud tulemusi, tuleks otsida samaaegsed ja küllalt tiheda ajalise sammuga tehtud vaatlused, ning nende alusel hinnata tekkinud määramatuse ulatust. Praktikas pole sellest palju abi, sest tänu ilmade muutlikule laadile on mingi kahe punkti võrdluse tulemus kehtiv vaid sama tüüpi ilmade püsimise korral. Kuid ilmatüüpide ja temperatuuri vahelised seosed ei ole lihtsalt kirjeldatavad (Post ja Tuulik, 1999). Seega pole paranditest universaalset abi loota. Siin vaatleme muutlikkust eraldi ilma ja kliima mastaabis. Tavaliselt arvatakse, et üle järjest pikema aja keskmistamine annab püsivama väärtusega tulemuse kliima kirjeldamise seisukohalt võttes. Sageli räägitakse nn *kliima normidest*. Järgnevatest näidetest selgub, et juhul kui *norm* eksisteerib, siis tema määramine pole lihtne.

Et selgitada ajalise keskmistamise mastaabi tähtsust meteoroloogiliste suuruste erinevuste mõistmisel, vaatleme lähemalt jaamade temperatuuriridade ajalist muutlikkust.

Aegrea X_t väärtus ajamomendil t on esitatav kujul

$$X_t = \sum_{i=0}^{\infty} x_{t-i}, \quad (1)$$

kus $x_t = X_t - X_{t-1}$ (siin tekstis) temperatuuri muut ööpäeva jooksul.

Mittestatsionaarse rea ajalist muutlikkust uuritakse sageli struktuurfunktsiooni $D(\tau)$ abil (nt Kärner, 2005):

$$\begin{aligned} D(\tau) &= \frac{1}{T-\tau} \sum_{i=1}^{T-\tau} (X_{i+\tau} - X_i)^2, \\ D(\tau) &= \frac{1}{T-\tau} \sum_{i=1}^{T-\tau} (x_{i+1} + x_{i+\tau})^2, \\ D(\tau) &= \tau \left[C(0) + 2 \sum_{i=1}^{\tau-1} (1-i/\tau) C(i) \right]. \end{aligned} \quad (2)$$

Siin $C(i)$ märgib $x(t)$ autokovariatsiooni nihke i juures.

Struktuurfunktsioon kirjeldab rea $X(t)$ muudu $X_{t+\tau} - X_t$ teise momendi käitumist muudu ulatuse τ funktsioonina. Valem (2) näitab, et $D(\tau)$ omadused on määratud x_t -de vaheliste korrelatsioonidega.

Mittestatsionaarsuse kvantimine tähendab $D(\tau)$ kasvukiiruse hindamist τ astme abil

$$D(\tau) \propto \tau^{2H}, \quad (3)$$

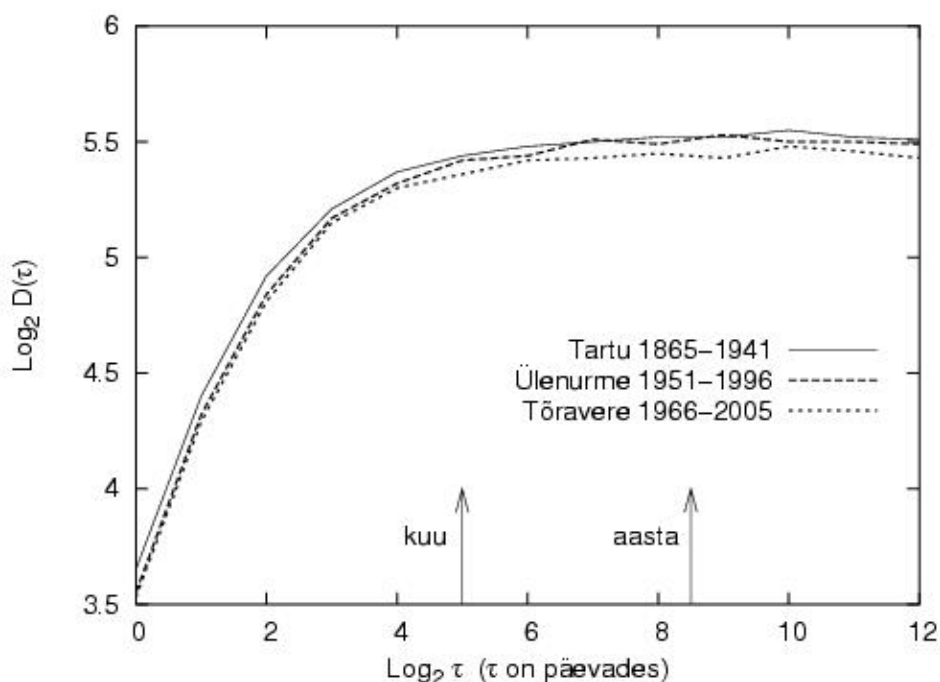
kus $0 \leq H < 1$. Kui $H = 0$, on täidetud tarvilik tingimus rea statsionaarsuseks (Monin ja Yaglom, 1975). St rea keskmine on konstant ja tema liikmete vahelised korrelatsioonid sõltuvad vaid nihkest.

$D(\tau)$ kasv on arvatud kolme keskpäevalähedase vaatluse häälvete rea jaoks (linn 1865–1941, Ülenurme 1951–1996 ja Tõravere 1966–2005). Häälvete kasutamine elimineerib aastase käigu mõju dispersiooni kasvule ja $D(\tau)$ saavutab ennem küllastuse. See viimane on just omadus, mis aitab katseliselt määrata ulatuse, kus ilma mastaap lõpeb.

$D(\tau)$ käik on nende ridade korral väga sarnane. Valem (2) aitab selgitada joonise 1 tähendust. $D(\tau)$ kasvab kiiresti väikeste τ väärtuste juures. Tema suur kasvukiirus vastab positiivsele korrelatsioonile temperatuurihäälvete muutude vahel väikeste τ -de korral. Klimatoloogia seisukohalt oluline on $D(\tau)$ kasvukiiruse järsk kahanemine selleks ajaks kui τ saab suuremaks kui 16 päeva. Kahanemine näitab, et muutude vahelised korrelatsioonid on nõrgenenud. Perioodiliste protsesside juures on tavaline, et mingist τ väärtusest alates võib $D(\tau)$ jõuda küllastuseni. Statistiliselt tähendab see muutude vaheliste positiivsete ja negatiivsete korrelatsioonide jõudmist tasakaalu selle mastaabi juures. Samuti tähendab see muutus intensiivse mitte-statsionaarsuse edaspidist

rahnemist ligikaudu statsionaarseks käitumiseks. Sarnane kiire muutus küllastumise suunas iseloomustab kõiki meteojaamade temperatuuriridu (Lovejoy ja Schertzer, 1986; Kärner, 2005). Meteoroloogilises mõttes märgib see (ligikaudselt) ilma mastaabi lõppu. Nimetame küllastunud $D(\tau)$ osale vastavat mastaapi tinglikult kliima omaks, kuigi ta algab tublisti varem kui traditsiooniline paarkümmend aastat.

$D(\tau)$ käigul on ka andmeanalüüsi seisukohast praktiline tähtsus. Ta näitab, et sama rea piires on rea muutudel erinevad statistilised omadused, olenevalt muudu ulatusest. Sellest kasvab soovitus, et kui uuritakse (temperatuuri) aegridade muutlikkust pika aja jooksul, siis on seda mõistlik teha eraldi nii ilma kui ka kliima mastaabis.



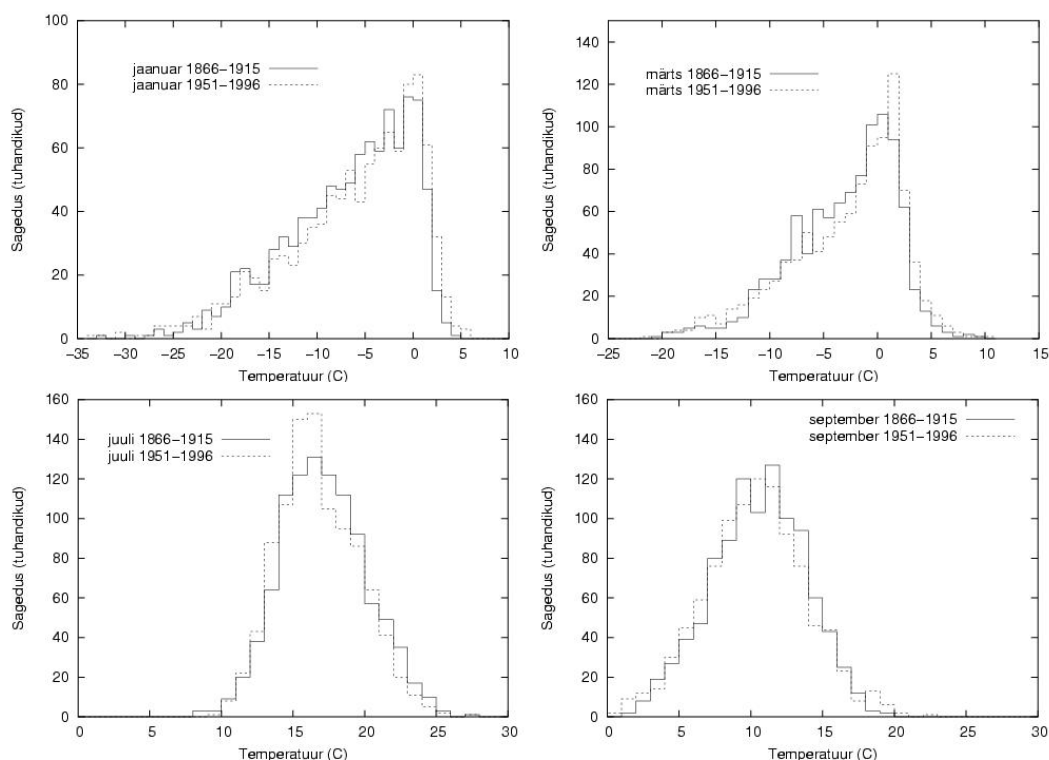
Joonis 1. $D(\tau)$ käik logaritmilises skaalas kolme temperatuurihälvete rea jaoks.

Figure 1. Growth rate of $D(\tau)$ for three temperature anomaly series.

5. Ilmade muutlikkus

Tartus registreeritud õhutemperatuuri analüüsiga on tegeldud alates Kämtzist (1862), keda huvitas selle päevase käigu lähendamine trigonomeetriliste funktsioonide abil. Temperatuuri muutusi pikema aja jooksul on käsitlenud TÜIO (1919), Kirde (1939), Raik (1959, 1964), Kivi (1990), Jaagus (1996, 1999). Kui enamus töödest seab peamiseks eesmärgiks kliima, siis Raik (1959) tegeleb ilmaga, täpsemalt ekstremaalsete ilmadega talvekuudel aastatel 1866–1955, seda Metobs-i vaatlustele toetudes. Raik (1961, 1964) on arvatavasti esimesed eestikeelsed tööd, milles kirjeldatakse kliima mõju avaldumist eri liiki ilmade esinemise sageduse, püsivuse ja muutumise iseloomu kaudu. Õhutemperatuur asub tema klassifikatsioonis kesksel kohal, jaotades ilmad temperatuurirežiimi järgi kolme suurde rühma.

Siin kirjeldame ilmade muutlikkust Metobs-i vaatluste esimese poolsajandi ja kaasaja vahel, kasutades päeva keskmise temperatuuri histogramme üksikute kuude kohta. Need on saadaval kahe perioodi kohta. Seda küll eri meetodikat järgides. Esimese perioodi (1866–1915) jaoks on see saadud ööpäevase 8 vaatluse alusel (TÜIO, 1919). Et nii tihedat vaatlusgraafikut pidas Metobs tegelikult vaid 1896–1900, siis ülejäänud ajaks on neil vastav käik lähendatud toetudes keskmistele päevastele käikudele eri kuude jaoks. Käesoleva võrdluse tarvis on teise perioodi (1951–1996) kohta arvatud päeva keskmine Ülenurme jaama andmetest 4 vaatluse alusel. Nelja kuu histogrammid on näha joonisel 2.



Joonis 2. Kahe perioodi ja nelja kuu õhutemperatuuri histogrammide võrdlus.

Figure 2. Comparison of temperature histograms for two periods and four months.

Joonis 2 näitab, et vanasti olid talved ühtlasema külmaga. Jaanuarikuu keskmised (vastavalt -6,6 ja -6,3) näitavad kerget soojenemist. Kuid ilmad on muutunud tublisti vaheldusrikkamateks. Sulapäevade hulk oli esimesel perioodil 14,3% ajast. Teisel perioodil oli neid juba 19,6%. Samas suurenes ka väga külmade (siin piiriks -20 °C) päevade sagedus (3,1%-lt 4,2%-ni).

Sama tendents ilmneb ka teiste talvekuude jaotustes: uuema satsi dispersioon on suurem ja selle annavad kasvanud sagedused histogrammide tiibades. Nii on veebruaris sulapäevade (üle nulli) sagedus kasvanud 14,5%-lt 17%-ni. Samas ka päevadel keskmisega alla -15 kraadi on see kasvanud 10,5%-lt 12,2%-ni. Tublisti on kasvanud (31,1%-lt 36,7%-ni) sulapäevade sagedus märtsis. Vastukaaluks on veidi tõusnud ka

päevade arv mille keskmine oli alla -10 kraadi (9,7-lt 11,2-ni). Märtsi soojenemine viimastel aastakümnetel on varemgi tähelepanu äratanud (Kivi, 1990; Jaagus, 1999).

Joonis 2 näitab, et sooja poolaasta muutused pole täpselt sama skeemi alusel. Juuli on muutunud veidi jahedamaks, kuid dispersioon pole suurenenud. Septembri muutused on sarnased talvekuude omadega, kuid sageduste kasv jaotuse tiibadel on ilmselt väiksem (ca 1%).

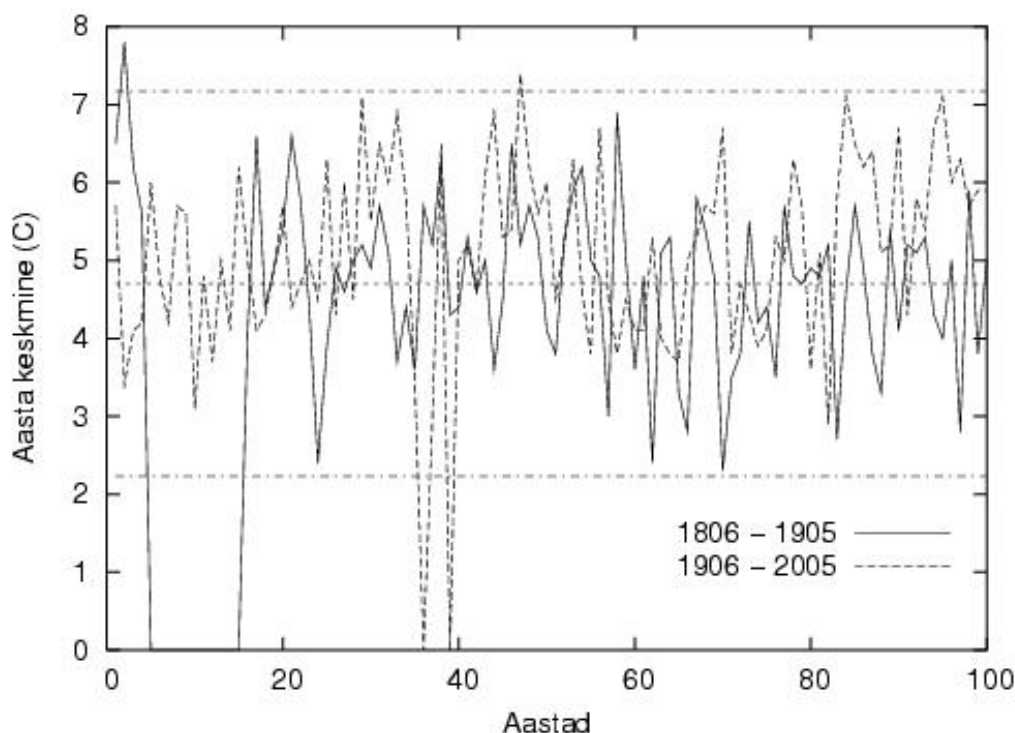
Ka ülejäänud kuude puhul on histogrammide erinevused selgelt märgatavad. Kolmogorov-Smirnovi kriteerium 95% peal ei tunnista ühtki paari pärinevaks samast kogumist. Kuude histogrammide erinevusega kaasneb ulatuslik kõikumine aastaaegade ajalistes nihetes astronoomiliste suhtes. Tartu andmetel on seda detailselt kirjeldanud Jaagus (1998).

6. Aasta keskmiste jaotus

Võrreldud perioodide temperatuuride jaotused osutuvad erinevateks kuu histogrammide alusel. Kui pikendada keskmistamise mastaapi aastani, saab erinevusest teise pildi. Võtame aluseks senise põhjalikuma töö, Kirde (1939) tulemused. Ta lähendas Tartu Metobs-i 70 aasta andmetel aasta keskmiste temperatuuride jaotuse normaaljaotusega $N(4,7; 0,96)$, ehk keskmisega 4,7 ja standardhälbega $\sigma = 0,96$. Tänapäevaks on temperatuuriandmete hulk tublisti kasvanud. Arvestades ka eri vaatluskohti on olemas veel 157 aasta andmed. Neist 60 on pärit aastatest enne Kirde poolt uuritud perioodi (1866–1935) ja 97 hilisemast, kuni aastani 2004. Aasta keskmiste rida nende baasil on esitatud joonisel 3. Ajavahemikud, kus vaatlusi toimus mitmes kohas, on joonisel esindatud vaid ühekordselt. Metobs-i järgsest perioodist kuuluvad ritta Ülenurme andmed aastatest 1951–96, edasi Tõravere omad. Joonisel on märgitud ka Kirde (1939) antud 70 aasta keskmine (4,7) koos oma 99% usaldusvahemikuga.

Aasta keskmiste temperatuuride rida võimaldab hinnata Tartu kliima stabiilsust 200 aasta jooksul. Nagu näha, jäävad eri aastate keskmised üldiselt nendesse piiridesse (st vahemikku $2,23 < T_i < 7,17$, kus T_i märgib i -nda aasta keskmist). Seega Kirde (1939) esitatud jaotus tihedusega $N(4,7; 0,96)$ osutub sobivaks ka kogu perioodi temperatuuride muutlikkuse kirjeldamiseks. Suuri hälbeid (tõenäosus alla 0,01) saab kokku kolm: 1807. aasta keskmine Moritzi (1823) andmetest, 1826. aasta oma Struve (1827) ja 1952. aasta keskmine Ülenurme vaatlustest. Neist Struve tulemus ei kajastu joonisel, sest selle perioodi kohta on mitmed andmed (Meitern, 1992). Kaudselt näitab aasta keskmiste püsimine samades piirides negatiivse tagasiside toimimist aasta lõikes. Kuigi talvel ja kevadel on märgata soojenemise tendents, siis aasta jooksul see hajuvus silutakse.

Et kõigil kolmel korral oli tegemist soojema aastaga kui vahemiku ülemine piir, siis võib arvata, et kogu 200 perioodi jaoks on Kirde tulemus veidi jahedama poole nihkes. Seda arvamust toetavad Kivi (1990) ja Jaagus (1999), kes sõjajärgsete, aga lühemate perioodide keskmisteks saavad vastavalt 4,9 ja 5,0 kraadi. Joonisel 3 toodud keskmiste rida siiski ei sunni arvama, et Kivi (1990) ja Jaaguse (1999) tulemused võiks juba tähendada pika-ajalist soojenemist. Tuleb oodata, mida toovad järgmised aastakümned.



Joonis 3. Registreeritud aasta keskmised õhutemperatuurid: 1806–09 Moritz; 1810–20 andmed puudu; 1821–28 Parrot; 1829–65 Meiterni hinnatud keskmised Parroti, Nöscheli, Baumann ja Mädleri andmetest; 1866–1950 Metobs; 1951–96 Ülenurme; 1997–2004 Tõravere. Horisontaaljoontega – Kirde (1939) aasta keskmine 4,7 °C koos oma 99%-se usalduspiirkonnaga. Puudulike andmetega aastate keskmine on loetud nulliks.

Figure 3. Available annual mean temperatures. The 99% confidence interval for the 70-year mean of 4.7 °C by Kirde (1939) is shown with horizontal lines. Results for the years with incomplete measurements are considered zero.

7. Statsionaarsed osaread

Ka tähtajaliste vaatluste tulemusi saab klimatoloogia huvides kasutada, kui suudetakse elimineerida mittestatsionaarsuse mõju nendes. Teatud $\tau = \Lambda$ väärtusest alates temperatuurihälvete ridadest arvutatud $D(\tau)$ kasv lõpeb (st statsionaarsuseks tarvilik tingimus $H = 0$ saab täidetud $\tau > \Lambda$ korral). Seega, tuleb vaadelda pikema kui 1-päevase sammuga ridu. Kuna praktiliselt jõutakse küllastumiseni ruttu, umbes $\tau > \Lambda = 16$ (vt joonis 1) juures, siis uurime siin 16-päevase sammuga osaridu.

Samal kellaajal vaadeldud temperatuurihälvete read on jagatud Λ osareaks järgmiselt: $X_{k,t} = X_{t\Lambda+k}$, kus $k = 1, \dots, \Lambda$, $t = 1, \dots, n/\Lambda$, n – algrea pikkus.

Et vältida kunstliku trendi võimalust eri vaatluskohtade segamisel, on osaridadeks jagamine tehtud perioodide kaupa. Esimene periood hõlmab vaatlused linna piirides aastatel 1865 kuni 1941. Selle perioodi kohta on kogu ulatuses saadavad andmed kella 7,

13 ja 19 kohta. Sõjajärgset perioodi on iseloomustatud kahe Tartu linnast eemal asuva jaama andmete alusel. Ülenurme vaatlustest on kasutatud 1951.–1996. aasta 4 kellaaja read. Tõravere vaatlustest on siin esitatud vaid keskpäevalähedane rida aastatest 1966–2002. Seega kokku on vaatluse all 8 eri rida.

Tehtud on kaks testi. Esimene koosneb osaridade trendi arvutusest vähimruutudega. Regressioonikordaja jaoks saadud 95% usaldusintervall katab nulli suure enamuse osaridade korral. Erandiks on kaks osarida esimesest perioodist ja 4 rida Ülenurme vaatlustest. Kuid need pole ka suured hälbed. 99% intervall juba katab nulli.

Teine võimalus ühtlase trendi olemasolu selgitamiseks on arvutada muutude keskmine üle pikemate ajalõikude. Ühtlase trendi olemasolu korral peab ka lõikude keskmistes ilmema ühe ja sama märgiga tulemuste domineerimise tendents. Tartu kliima soojenemise kontrollimiseks viimase 140 aasta jooksul on selline katse tehtud eelmainitud 8 tähtajaliste vaatluste rea andmetega. Kliima iseloomustamiseks on võrreldud 16-päevaste muutude keskmisi kümneaastaste lõikude kaupa. Kolmes eri kohas toimunud vaatluste read saab jagada 41-ks 10-aastaseks satsiks, kui eristada ka vaatlusaegu. Kõigi nende satside vastavate muutude keskmised võib nulliks lugeda, arvestades satsi keskmise 95%-list usaldusvahemikku. Samuti pole ühegi rea puhul märgata muutude keskmistel ühe märgi domineerimise tendentsi. Tulemus viitab pideva soojenemise trendi puudumisele Tartu temperatuurireas. Seega viivad mõlemad testid samale tulemusele.

Kui otsustada vaid temperatuuri muutlikkuse järgi, saab Tartu viimase 200 aasta kliimat stabiilseks nimetada. Aastate jaoks keskmise ja standardhälbe annab Kirde (1939). Keskmisest aastast käigust leitud hälvete 16-päevaste osaridade dispersioon on võrdne poolega $D(\tau)$ küllastuse tasemest (Monin ja Yaglom, 1975). Joonis 1 näitab, et kõigi keskpäeva ridade jaoks saab sama standardhälbe 4,7 °C. See on umbes 40% keskmisest aastase käigu amplituudist keskpäeva jaoks.

8. Lõpetuseks

Temperatuuriridadele arvutatud $D(\tau)$ käik aitab selgitada Raigu (1961) lauset: *Ilm on kliima koostisosa*. Kindlasti on, aga sellest ei piisa kliima adekvaatseks kirjeldamiseks. Ilma mastaabis valitseb mittestatsionaarsus, mis on statistiliste järelduste tegemist segav omadus, sest sõltuvus satsist garanteerib momentide olulise erinevuse. Seega klimatoloogias sageli kasutatavad kuu keskmised näitajad ei vii muutlikkuse uurimist suurema täpsuse poole. Viimaseks on vaja mitte keskmistada üle tugeva sõltuvuse piirkonna, vaid üle piisavalt hõreda võrgu. Pikemas mastaabis on Maa kliimasüsteemi negatiivne tagasiside mõju avaldanud ja muutlikkus statsionaarsem. See võib tulla kasuks mingi koha kliima kvantitatiivsel kirjeldamisel. Nimelt, kui seatakse eesmärgiks mingi näitaja *normi* hindamine, siis seda saab leida vaid mastaabis, kus ilmade mittestatsionaarsuse mõju on viidud miinimumile. Juhul kui $D(\tau)$ ei küllastu τ kasvades, ei leidu ka *normi*.

Aasta keskmiste temperatuuride sobimine Kirde (1939) jaotusega ja päevaste hälvete ridade jagunevus statsionaarseteks osaridadeks soovivad olla kaasaja kliima soojenemise ennustamisel ettevaatlik. 15 aastat tagasi sooritatud trendiarvutuste baasil kirjutas Ross (1990b): *Kõige ülaltoodu põhjal võime väita, et Eesti kliima on tõesti muutumas*. Tartu linnas (või selle ümbruses) 200 aasta jooksul registreeritud õhutemperatuuri muutlikkuse ulatus tema optimismi ei toeta.

Tänuavaldus

Autorid tänavad Silve Grabbi, Jaak Jaagust, Anne Jõeveeru, Ain Kallist, Anne Lentsiust, Piia Posti ja Viivi Russakut abi eest tööks vajalike andmete hankimisel. Töö on teostatud ETF grandis 5004 toel.

Kirjandus

- Baer K. E., 1976. Eestlaste endeemilistest haigustest, Tallinn, Perioodika 64 lk.
- Jaagus, J., 1996: Climate trends in Estonia during the period of instrumental observations and climate scenarios. In J-M. Punning (Ed) Estonia in the system of the global climate change. Institute of Ecology, Publication 4, 35–48.
- Jaagus, J., 1998. Aastaajad ja kliimamuutused. Eesti Loodus, nr 2, 87–89.
- Jaagus, J., 1999. Uusi andmeid Eesti kliimast. Publ. Inst. Geogr. Univ. Tartuensis, 85, 28–40.
- Kirde, K., 1939. Andmeid Eesti kliimast. Tartu Ülikooli Meteoroloogia Observatooriumi Teaduslikud Väljaanded, 3, 152 lk.
- Kivi R., 1990. Öhu- ja maapinnatemperatuur. R. Kivi (koostaja), Tartu kliima ja selle muutumine viimastel kümnenditel, TA AAI, Tartu, 109–136.
- Kämtz, F. L., 1862. Über den täglichen Gang der Wärme in Dorpat. Repertorium für Meteorologie Bd 2.
- Kärner, O., 2005. Some examples of negative feedback in the earth climate system. Centr. European J. Physics, 3, 190–208.
- Leyst, E., 1887. Katalog der meteorologischen Beobachtungen in Russland und Finnland. St. Petersburg, Kaiserliche Akademie der Wissenschaften, 435 pp.
- Lovejoy, S. and D. Schertzer, 1986. Scale invariance in climatological temperatures and the local spectral plateau. Ann. Geophys., 4B, 401–410.
- Meitern, H., 1992. Esimesed kestvamad ilmavaatlused Tartus 1821–1834. *Teaduse ajaloo lehekülgi Eestist*. VIII, Valgus, Tallinn, 51–61.
- Monin A. S., A. M. Yaglom, 1987. Statistical Fluid Mechanics, 2, MIT Press, Boston, Massachusetts, 874 pp.
- Moritz, C. L., 1823. De atmosphaera et climate. Specimen topographie, Caput IV. Dorpat, 80 pp.
- Mädler J. H., 1842–1845. Meteorologische Beobachtungen. Beobachtungen der Kaiserlichen Universitäts-Sternwarte Dorpat Bd. IX,X,XI.
- Post P., J. Tuulik, 1999. Temperatuuri- ja sademetejaotustest erinevate tsirkulatsioonitüüpide korral Eesti ja Saksamaa jaamades. Publ. Inst. Geogr. Univ. Tartuensis, 85, 134–143.
- Raik, A., 1959. Külmade talvede ilmastikust Eestis. Eesti Geograafia Seltsi Aastaraamat 1958, Tallinn, 7–27.
- Raik, A., 1961. Kliima kui ilmade režiim. Eesti Loodus, nr 6, 330–333.
- Raik, A., 1964. Eesti NSV kliima väljendatuna ilmaes seoses vabariigi füüsilis-geograafiliste iseära-sustega. Kandidaadidissertatsioon. Tartu, 473 lk.
- Ross, J., 1990a. Nelikümmend aastat Tartu-Tõravere aktinomeetriaama. R. Kivi (koostaja), Tartu kliima ja selle muutumine viimastel kümnenditel Tartu, 9–21.
- Ross, J., 1990. Kas Eesti kliima on muutumas? R. Kivi (koostaja), Tartu kliima ja selle muutumine viimastel kümnenditel Tartu, 175–182.
- Sits, M., P. Post, 2006. Tartu ilmajaamade temperatuuride võrdlus. Käesolevas kogumikus, 205–214.
- SPK, 1965. Spravočnik po klimatu SSSR, vöp. 4, Tallinn, 157 lk (vene k).
- Sresnevsky, B., 1916. 50-letije dejatelnosti Meterologicheskoi Observatorii Imperatorskogo Jurjevskogo Universiteta 1865–1915. Tartu, 55 lk (vene k).

- Struve, L. A., 1827. Historischer Bericht über die Leistungen des medicinischen Klinikums der Kaiserlichen Universität zu Dorpat von seiner Eröffnung im Jahre 1804 bis zum Schlusse des Jahres 1826. Dorpat, 116 lk.
- TÜIO, 1919. Viiekümneaastased keskmised meteoroloogilistest vaatlustest 1866.–1915. a Tartus. Tartu Ülikooli Ilmade Observatoorium, Tartu, 114 lk.
- Vesselovski K. O., 1857. O klimat Rossii, St. Peterburg, 105-106.

On the Changes in Air Temperature for Tartu during the Last 200 years

Olavi Kärner¹ and Helve Meitern²

¹*Tartu Observatory*; ²*Estonian Meteorological and Hydrological Institute*

Summary

Short description of the air temperature measurements under various conditions is given. Available results are compared on two temporal averaging levels, corresponding to the weather and climate scale, respectively. Approximate boundary between the scales is estimated by means of the structure function.

Daily mean temperature histograms produced by TÜIO (1919) on the basis of the 50-year record (1865–1915) enable us to compare temperature distributions of that time with the contemporary ones. The results show essential differences between the histograms. The main feature of these differences is a remarkable increase in the variance in the modern winter and spring histograms

Annual mean temperature values from different periods were compared with the 99% confidence interval for the frequency distribution by Kirde (1939). The latter distribution is based on the 70-year (1865–1935) data, and appears to be useful for representing the 200-year temperature distribution as well. This means that the short-range non-stationarity disappears if we consider a somewhat longer scale variability. The results do not support the recent popular global warming theory in that particular local scale.

Suvised ekstreemsajud – kas ainult viimaste aastate fenomen?

Merike Merilain¹ ja Piia Post²

¹Eesti Meteoroloogia ja Hüdroloogia Instituut,

²Tartu Ülikooli keskkonnanähtused instituut

1. Sissejuhatus

Viimaste suvede kaks märkimisväärt suursadu toimusid linnades, 2003. aastal Jõhvis ning 2004. aastal Tallinnas, põhjustades kahju hoonetele, teedele ja aedadele. Tänu suurele meediahuvile võisid sellised sündmused tunduda väga haruldastena. Teadusmaailma huvi loodusõnnetuste vastu on viimastel aastatel samuti oluliselt tõusnud ning sageli kostab ka väide nende loodusõnnetuste sageduse kasvust seoses globaalse kliimamuutusega (IPCC, 2001). Groisman jt (1999), uurides suviseid sademejaotusi mitmel parasvöötme aladel (sh endises NSVL-s), on jõudnud järeldusele, et piirkondades, kus on täheldatud keskmise sademetehulga kasvu, peaks sellega kaasnema ka ränkade sadude sagenemine. Vastupidine peaks olema õige kogusademetekahanemise korral. Eesti sademejaotust on kõige põhjalikumalt uurinud Jaak Jaagus. Ta on sademete kuusummade analüüsi tulemusena leidnud, et suurimad muutused ajavahemikul 1955–2000 on toimunud kõigis jaamades märtsikuus, kui sademete hulk on suurenenud keskmiselt 20 mm võrra. Märgatavalt on sademesummad suurenenud ka talvekuudel. Soojal aastaajal esineb statistiliselt usaldusväärset positiivset trendi vaid juunikuus (Jaagus, 2003). Suvekuudel on ta aastatel 1966–1998 Pakri, Kuusiku, Tooma ja Tartu jaamas täheldanud pigem sademehulkade kahanemist võrreldes 1881. aastast algava saja-aastase keskmisega (Jaagus, 1999). Pannes kokku Groismani ning Jaaguse tulemused, ei saa Eestis kohtu teha järeldust ekstreemsadude korduvuse kasvu kohta, seepärast ongi üks selle töö eesmärkidest anda vastus pealkirjas esitatud küsimusele Eesti meteojaamade andmete põhjal.

Definēerime ekstreemsaju e rānga vihmasaju. Ameerika Meteoroloogia Ūhingu sōnastik (<http://amsglossary.allenpress.com>) definēerib rānga vihmasaju (ingl *heavy rain*) kui sademete akumulēerumise kiiruse, mis ūletab geograafilise piirkonna jaoks antud spetsiifilise kriteeriumi. Eestis on need ekstreemvārtused mēāratud kahe meteoelēmenti jaoks: rānga sajuga on tegemist, kui vihma intensiivsus on vāhemalt 30 mm 1 tunni vōi lūhema aja jooksul vōi kui registreeritud sademete hulk on vāhemalt 50 mm 12 tunni vōi lūhema ajavahemiku kohta (Nastavlenie, 1981).

Eesti ilmateenistuses on suviseid rohkeid sademeid kāsitletud pōllumajandusele ohtliku nāhtusena, mis pōhjustab pinnase liigniiskust (Kivi, 1998). Samas on Kulla Kivi definēerinud paduvihma: lūhiajaline vāga intensiivne sadu (ūhes minutis ūle 1 mm), mil vesi ei suuda imbuda mulda. Tānapēevaste automaatilmajaamade ning radari andmetest oleks vōimalik selliste paduvihmade uurimine, kuid nende mōōtmisread on Eestis kliima seisukohalt veel liiga lūhikesed. Meie valisime rānga vihmasaju kriteeriumiks 50 mm 24 tunni jooksul, mis on vāga lāhedane ka Groismani jt (2005) poolt kasutatud 50,8 mm-le, vāga rānk (ingl *very heavy*) vihmasadu ūletab neil aga ōpāeva jooksul 101,6 mm.

Kui kūlmal poolaastal on Eestis pōhiliselt sademete toojaks tsūklonid Pōhja-Atlandilt, mis saabuvad siia valdavas lāānevoolus, siis suvine atmosfāāri tsirkulatsiooni pilt on mārksa mitmekesisem. Lisaks tsūklonitega kaasnevatele frontaalsetele sademetele

on olulised ka õhumassisisesed konvektiivsed hoogsademed, samuti on suvisel ajal palju tavalisemad Musta mere ning Vahemere tsüklonite sissetungid. Eestisse ränga vihmajärgu toonud atmosfääri tsirkulatsiooni situatsiooni mugavaks kirjeldamisvõimaluseks on ilmatüüpide klassifikatsioonide kasutamine. Üks lihtsasti Internetist kättesaadav klassifikatsioon on Saksa teadlaste P. Hessi ja H. Brezowski poolt koostatud Euroopa ilmapuustrite (*Grosswetterlagen*) kataloog, mis algab aastaga 1881 ning ulatub tänapäevani (Gerstengarbe jt, 1993). Ilmapuust on seal defineeritud kui õhurõhu keskmine tüüpjaotus küllalt suure, kontinendi mastaabiga alal kohal. Käesolevas töös on kasutatud selle kataloogi ilmapuustreid. Neid ilmapuustreid on varem kasutatud ka Tartu ekstreemsete temperatuuride uurimiseks (Keevallik jt, 1999). Keevallik ja Loitjäär (1999) on aga ilmapuustrid tsirkulatsioonitüüpides ümber grupeerinud, lähtudes atmosfääri tsirkulatsioonist Läänemere piirkonnas.

Käesoleva töö teiseks eesmärgiks oligi identifitseerida ja kirjeldada sünoptilisi puustreid, mis põhjustavad Eestis ränki sadusi. Nende puustrite teadmine annab meile võimaluse tulevikus selliste sadude tõenäosuste ennustamiseks, sest rõhuväljad, millel ilmapuustrid baseeruvad on palju täpsemalt mudelite abil ennustatavad kui sademete ekstreemalsed väärtused.

2. Andmed ja meetod

24 h sademetena kasutasime sademehulkasid meteoroloogilise ööpäeva kohta, st eelneva päeva kella 18 GMT kuni vaatluspäeva õhtul kell 18 GMT-ni. Vaatluse all olid ainult kaks suvekuud: juuli ja august. Uurimisperiood hõlmas aastad 1961–2005. Selle perioodi meteoandmed paiknevad kahes eraldi andmebaasis: CLICOM hõlmab aastad 1961–1990 ning EMHI andmebaas aastad 1991–2005. Sademed on palju suurema territoriaalse varieeruvusega kui õhutemperatuur ja seetõttu on neid mõõdetud lisaks ilmapuustadele veel mitmekümnes vaatluspostis. Need andmebaasid sisaldavad andmeid nii meteojaamadest kui ka sademetejaamadest või klimatoloogiajaamadest. Kahjuks on Eestis pärast 1991. aastat selliste lisajaamade arv hüppeliselt vähenenud ning paljude allesjäänud jaamade asukohad muutunud, mis teeb raskeks eri aastatel registreeritud sademeväljade korrektse võrdluse. Väiksem mõõtmispunktide arv muudab ka ekstreemsete sademete summade registreerimise vähemtõenäoseks. Seepärast saab ajalise muutlikkuse uurimiseks kasutada vaid meteojaamades (33 jaama) registreeritud ekstreemajärgu päevi, muidu poleks kümneaastakute andmed omavahel võrreldavad. Ränki sademeid andvate ilmapuustrite väljaselgitamiseks on kasutatud aga kõiki olemasolevaid andmeid ränkade sadude kohta.

Sademe analüüsi puhul tuleb rõhutada, et mõõdetud sademed on alati väiksemad tegelikust sajast, ehkki aastatega on paranenud sadememõõtmise võime registreerida järjest suuremat osa mahalingevatest sademetest (eriti just lume osas). Keskmised mõõdetud sademehulgad on kasvanud ka tänu sellele, et alates 1966. aastast lisandub mõõtmistulemustesse märgumisparand, mis annab andmeridadesse sisse ühekordse hüppe.

Tsirkulatsiooni situatsiooni väljaselgitamiseks võeti Gerstengarbe jt (1993) kataloogist ilmapuustrite tüüpkaardid. Eesti Meteoroloogia ja Hüdroloogia Instituudi arhiivist pärit olevaid ränkade sajupäevade kaarte võrreldi nende tüüpkaartidega ning sedasi tehti kindlaks ilmapuustri tüüp. Lisaks sellele sai vaadeldud vastavate päevade satelliidipilte Dundee Ülikoolis paikneva satelliidivastuvõtujaama arhiivist <http://www.sat.dundee.ac.uk>.

3. Ränkade sadude ajaline muutlikkus

Eesti meteojaamades aastatel 1961–2005 registreeritud ränkade sademetega päeva-de tabel on toodud lisas 1. 39-l päeval on selle 45 aasta jooksul registreeritud vähemalt ühes jaamas üle 50 mm sademeid. Vastus küsimusele, kas rängad sajud on muutunud sagedasemaks on jah ja ei. Kui võrrelda omavahel järjestikuseid kümneaastakuid, siis 1960-ndatel esines ränka sadu 3 päeval, 70-ndatel 7 päeval, 80-ndatel 13 päeval, 90-ndatel 7 päeval ning uue aastatuhande viiel esimesel aastal juba 9 päeval. Kuni 1980-ndateni on sadude arvudes kasvutendents, vaid järgnevad üheksakümnenad pole olnud nii tugevate sadudega. Samas on igal aastakümnel vähemalt üks sadu registreeritud tugevamana kui 80 mm 24 h kohta. Selle sajandi tugevaim sadu on siiani 2003. a 6. augusti sadu Jõhvis 90,0 mm-ga, mis on võrreldes Võrus 3. augustil 1988 toimunud absoluutse jaama-rekordiga 130,8 mm siiski oluliselt madalam. Vahemärkusena, et Jõhvi ilmapäevikus on registreeritud Jõhvi jaama juhataja märkus (ilmselt sai veemõõdunõu täis), et sajuhulk kella 11.00-st 5.08 kuni kella 11.00-ni 6.08 oli 131 mm. See näitab, et kindlast kellaajust alates registreeritud 24 tunni sademete võrdlus on teataval määral juhuslik, sest sõltub saju algusajast, kas kogu tegelik sadu läheb kirja ühe 24 tunnise tsükli jooksul või jagatakse see kaheks nõrgemaks sajuks. Rekordsadude tabelist (lisa 1) on välja jäänud postides mõõdetud sajusummad. Senini on Eesti sajurekordiks peetud 148 mm ööpäevas Saaremaal Metskülas 4. juulil 1972. a. Meedias võimsalt kajastatud eelmise, 2004-nda aasta Tallinna sajud 28. ja 29. juulil ei küüni üksikpäevade lõikes rekorditeni.

4. Sadude iseloom

Vaadeldes ilmakaarte võis otsustada, et enamasti olid suured sajuhulgad summeerunud nii fronaalsest kui ka konvektiivsest sajust (Jõhvi 5.-6. august 2003, Tallinn 27.–31. juuli 2004). Üksikutel juhtudel oli tegemist ainult konvektiivse nähtusega. Eredamaks näiteks on 1988. a 3. juuli sadu Võrus, mil ajavahemikus kella 15-st kuni 21-ni sadas alla 130,8 mm vihma (vt joonis 1). See juhtum võib olla Eesti jaoks üks peaaegu ameerikalik näide nn äikesetormi superraku hiigelsajust (ingl *High Precipitation Supercell*), mil tegemist on eriti võimsa äikesesüsteemiga (Karlsson, 1997).

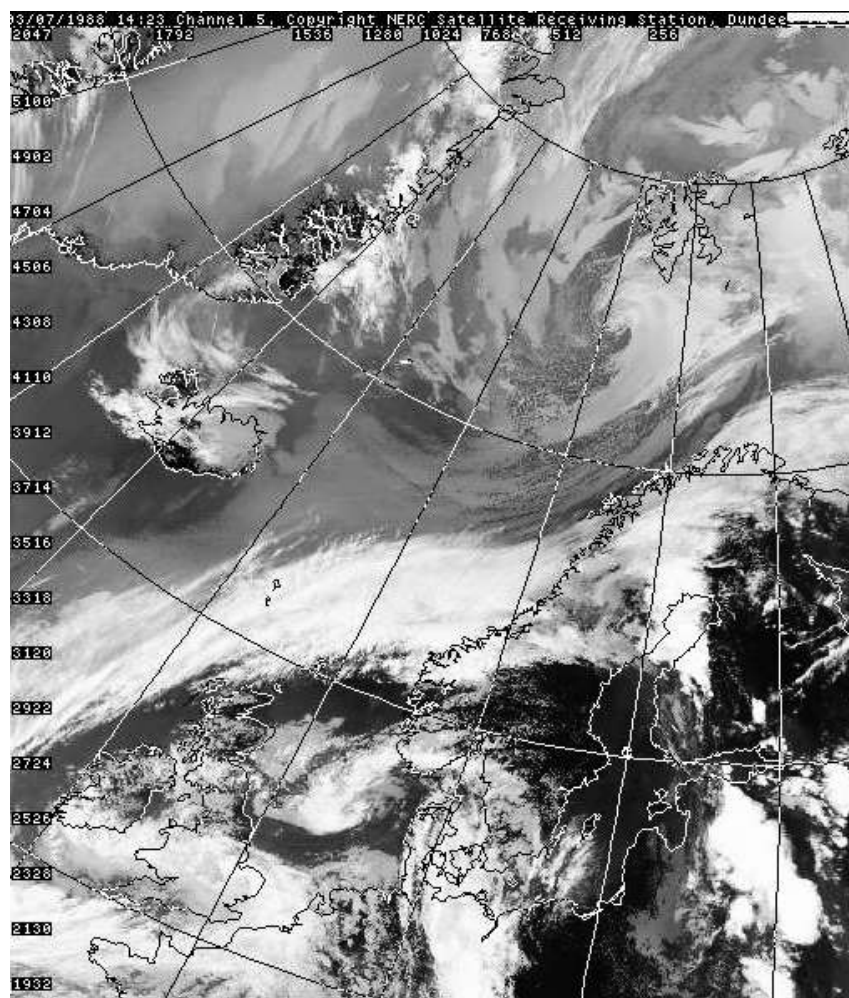
Sama kuupäeva öised ja hommikused raadiosondi andmed Tallinna kohta viitavad võimalusele kuni 12 km-ni kõrguvast äikesepilvest, milles ümbritseva keskkonna ja tõusva õhuosakese temperatuur erines 4–5 °C kondensatsiooninivoost kuni tropopausini. Ka täidab Võrus lühikese ajaga tekkinud äkk-uputus selle juhuse määramise äikesetormi superraku hiigelsaju näiteks. Tamula järves tõusis veetase pool meetrit ning Võru linnas olid paljud madalamad kohad ja keldrid vee all (ajaleht Tööräha Elu, 5. juuli 1988. a).

5. Ekstreemsadude esinemiseks sobivad ilmapuustrid

Lõunatsüklonite, nii Vahemere kui Musta mere äärest saabunute klassifitseerimine Saksa ilmateenistuse Grosswetterlagen (Gerstengarbe jt, 1993) järgi ei valmista erilist raskust ja seda on püütud ka käesolevas töös teha. Hoopis keerukam on paika panna suvised lühiajalised Läänemere ruumis tekkinud ilmasüsteemid, mida me käsitleme käesolevas artiklis vaid näidete nimekirjana.

5.1. Läänemerele või Läänemeremaades tekkinud tsüklonid e „kohalikud tüütused”

Suvisel ajal, mil tsüklonaalne tegevus Atlandil on soikunud, on enamus suursadusid põhjustanud tsükloneid, osatsükloneid või nende lohkusid tekkinud Läänemeremaades ning nende eluiga ja trajektoor on lühikesed. Näiteid neist sadudest on toodud tabelis 1. Tegemist on väga lühiealiste tsüklonite või osatsüklonitega, samas on nad suurte sadude produtseerijad. Kokku leiti 23 sellist juhust.



Joonis 1. 3. juulil 1988 kell 14.23 UTC tehtud satelliidipilt NOAA-9 pardalt infra-punases lainealas (AVHRR kanal 5). Pildil on näha Eesti idaosani ulatuvat kompaktset valget laiku, mis viitab väga madalatele temperatuuridele e suure vertikaalse ulatusega pilvele. (Foto pärineb Dundee Ülikooli arhiivist).

Fig. 1. Infrared satellite image from NOAA-9 for 3.07.1988 at 14.23 UTC. It is possible to follow a bright white cloud over the eastern part of Estonia, which caused extremely high precipitation at Võru – 130,6 mm/6h.

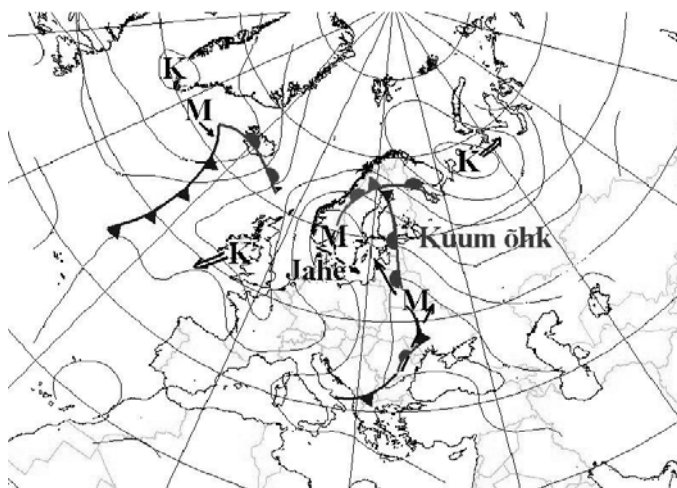
Tabel 1. Kohalike tsüklonite poolt põhjustatud ekstreemsajud Eestis.

Table 1. Extreme precipitation occasions in Estonia caused by local cyclones.

Kuupäev	Koht Eestis	Sajuhulk mm 24h	Tsükloni trajektoor
9.07.1978	Polli	112,0	Valgevenest üle Narva Valge mere poole
29.06.1985	Ulila	136,6	Läänemere põhjaosast üle Soome lahe Peterburi
2.08.1994	Jõgeva	99,7	Läänemerelt üle Eesti
5.-6.08.2003	Jõhvi	131,0	Soome lahelt Eestile, seejärel üle Laadoga kirdesse

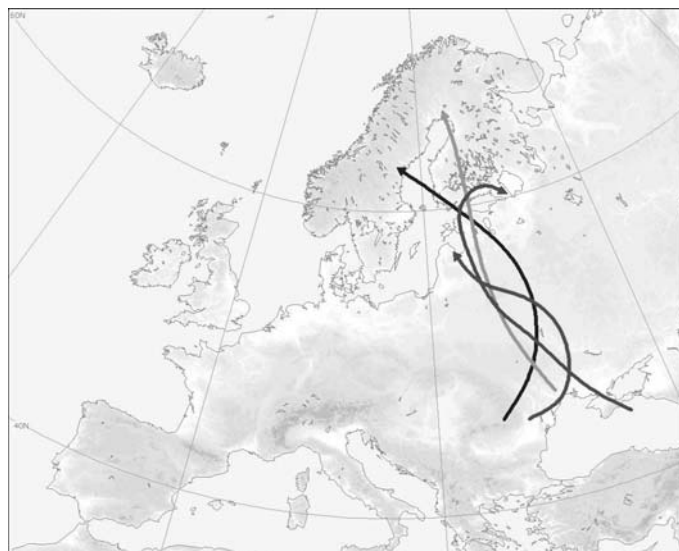
5.2. Madalrõhulohk Kesk-Euroopas (TRM)

Frontaaltsoon on suunatud meridionaalselt Balkanilt Läänemere suunas. Selle piires tekkivad tsüklonid, või frondil tekkivad lained, kannavad idaservas tohutut soojusenergiat, mis on pärit Vahemere idaosast, Musta mere piirkonnast või on alustanud teed põhja poole Araabia kõrbete kohalt (troopiline kontinentaalne õhk). Läänemere piirkonnas kohtub see soe õhk jaheda parasvöötme õhuga (joonised 2, 3). Tavaliselt kaasnevad selliste ilmasituatsioonidega ka teised suvised ekstreemnähitused (trombid, äikesepilve tagalas laskuvad sööstuued (Merilain ja Tooming, 2003; Tooming ja Merilain, 2004).



Joonis 2. 8.08.2005 kell 06.00 UTC sünoptiline kaart EMHI arhiivist. Tüüpiline ilmaolukord, mis põhjustab nii tugevaid äikesenähtuseid kui ka suuri vihmasadusid suvel (Virtsus 52 mm).

Figure 2. Synoptic map for 8.08.2005 at 06.00 UTC from EMHI archive. Typical weather situation that produces strong thunderstorms and heavy rain in summer.



Joonis 3. Madalrõhulohk Kesk-Euroopas (TRM). Nooltega on esitatud Mustal merel või selle läheduses tekkinud tsüklonite trajektoorid tabelis 2 toodud päevadel (1991–2005).

Figure 3. Central European trough. Arrows show the trajectories of the cyclones formed over the Black Sea or nearby at the same days as in Table 2.

Tabel 2. Näited sadudest Eestis ilmatüübi Madalrõhulohk Kesk-Euroopas korral.

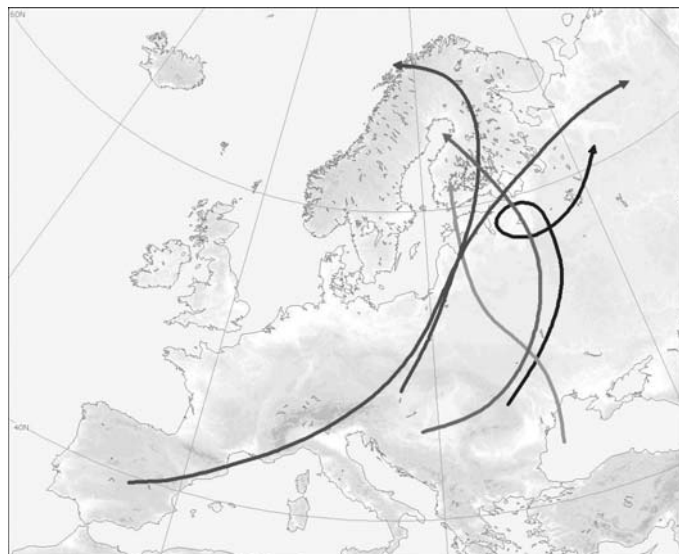
Table 2. Examples of rainfalls caused by circulation pattern Central European Low.

Kuupäev	Koht Eestis	Sajuhulk mm 24 h	Tsükloni trajektoor
31.07.1981	Virtsu	89	Mustalt merelt üle Eesti
24.07.1993	Võru	75,6	Balkanilt üle Eesti Põhjalahele
13.07.1996	Nigula	80,2	Odessa lähedalt üle Tallinna Põhjalahele
13.07.1998	Jõhvi	46	Mustalt merelt üle Eesti pöördega itta Peterburi
8.08.2005	Virtsu	51,8	Balkanilt Ukrainasse, seejärel Riia poole

5.3. Tsüklonaalne lõunaasetus (SZ)

Atlandi frontaaltsoon laskub Prantsusmaani ja pöördub sealt põhja poole. Üksikud tsüklonid või lained liiguvad üle Lõuna-Euroopa ja jõuavad lõpuks Läänemere idakaldani. Õhutemperatuuri kontrast subtroopilise Vahemere õhu ja Atlandi idaosast üle Skandinaavia ulatuva või Läänemerele paikneva jahedama parasvöötme õhuga (joonis 4).

Huvitav on märkida, et nende 9 juhuse hulgas, mil paduvihmad olid põhjustatud lõunatsüklonitest, on viimase 12 aasta jooksul märgata, et subtroopilistelt laiustelt Läänemere suunas liikuvad süklonid on kujunenud Musta mere ümbruses, eelnevalt



Joonis 4. Tsüklonaalne lõunaasetus. Vahemerelise päritoluga tsüklonite trajektooreid tabelist 3 (1961–1990).

Figure 4. South, Cyclonic. Arrows show the trajectories of the Mediterranean cyclones at the same days as in Table 3.

pigem Vahemere läheduses. Kuna teekond Musta mere äärest võtab tavaliselt pisut vähem aega, siis võib oletada, et õhumassi transformeerumine sel puhul võib olla väiksem, st Musta mere äärest kohale jõudnud õhk on enam säilitanud need omadused, mis tal olid tee asudes. Läänemere ääres peaks see põhjustama eriti teravaid õhutemperatuuri kontraste, mis loovad tingimused nii ekstreemsadudeks kui muudeks ägedateks suvisteks nähtusteks (äikesepilvest külma kirvehoobina laskuvad sööstuuled (pagituuled) ning trombid).

Tabel 3. Näited ränkadest sadudest Eestis ilmatüübi Tsüklonaalne lõunaasetus.

Table 3. Examples of heavy rainfall in Estonia during the circulation pattern South, Cyclonic.

Kuupäev	Koht Eestis	Sajuhulk mm 24 h	Tsükloni trajektoor
4.07.1972	Metsküla (Saaremaa)	148,0	Horvaatiast Ukrainasse, seejärel üle Peterburi
12.08.1972	Pakri	58,2	Ungarist üle Eesti ja Soome Norra merele
25.06.1980	Ruhnu	47,3	Pürenee poolsaarelt üle Põhja-Itaalia Eestist kirdesse – pikim suvine trajektoor
12.07.1986	Harku	63,1	Rumeeniast Lääne-Venemaale sõlmega ümber Novgorodi Vologda poole

5.4. Madalrõhulohk Lääne-Euroopas (TRW)

Madalrõhulohk Lääne-Euroopas põhjustab Eesti jaoks edelavoolu suunaga Biskaia lahelt Läänemerele, mida mööda liikuvad osatsüklonid või lainetsüklonid kannavad sooja õhku Kesk-Euroopast. Tavaliselt tekivad need tsüklonid 500 hPa frontaaltsooni piires Lääne-Euroopas (Suurbritannia või Põhjamere kohal või lähemal) ning kanduvad kiires voolus Läänemere poole. Vaadeldud juhtudel saavutas tsüklon maksimaalse arengufaasi just Läänemere piirkonnas ja seejärel hakkas Eestist möödudes täituma.

Tabel 4. Näited sadudest Eestis ilmatüübi Madalrõhulohk Lääne-Euroopas korral.

Table 4. Examples of heavy rainfall in Estonia during the circulation pattern Western Europe trough.

Kuupäev	Koht Eestis	Sajuhulk mm 24 h	Tsükloni trajektoor
15.08.1966	Viljandi	62,8	Biskaialt Põhjamerele üle Turu Valgele merele
13.08.1991	Narva	47,5	Bergenist Valge mere lõunasopi kohale
15.08.1992	Vilsandi	49	Malmö lähedalt Soome lahele, sealt Valdai kõrgustikule
7.08.1993	Tartu	61,5	Iiri läänerrannikult üle Skagerraki üle Äänisjärve

6. Järeldused

Kasutades Eesti meteojaamades 1961–2005 juuli ja augusti kuudes mõõdetud sajuhulkasid selgus, et kuni 1980-ndate aastateni ränkade sadudega päevade arvud kümneaastaku kohta kasvavad 3-st 1960-ndatel kuni 13-ni 1980-ndatel. 1990-ndatel on ränkade sadude arv kahanenud 7-ni, mis ilmselt ongi põhjuseks, miks uue aastatuhande rängad vihasajud (5 aastaga 9 sadu) tunduvad väga tugevate ja enneolematutena. Inimeste mälu on suhteliselt lühiajaline, teine põhjus on kindlasti seotud ka meediahuvi kasvuga ekstreemsete ilmastikunähtuste kohta. Varasematel aastatel on sellised suursajud leidnud kajastamist vaid kohalikus ajakirjanduses. Ränga sajuna defineerisime vihasadu, kui sademete hulk 24 h jooksul ületas 50 mm. Eelpooltoodud statistika koostamises ei olnud arvesse võetud sademehulkasid, mis olid registreeritud meteoroloogilistes postides või agrometeoroloogijaamades. Kaasates kõikvõimalikud mõõtepunktid, kasvavad ränkade sadudega päevade arvud mitmekordseks, kuid kahjuks pole siis kümneaastakute andmed omavahel võrreldavad, sest mõõtejaamade arv on aja jooksul oluliselt kõikunud.

Uurides ränkade sadudega päevade sünoptilisi kaarte, selgus, et enamus sadudest on põhjustatud Läänemere piirkonnas tekkinud tsüklonite poolt, mis on lühikese eluea ning trajektooriga. Selliseid tsükcloneid tuleb põhjalikumalt uurida veel edaspidi. Ülejäänud tsüklonid, mida õnnestus klassifitseerida *Grosswetterlagen* ilmapuustrite järgi jagunesid peamiselt järgmistesse ilmapuustritesse: Madalrõhulohk Kesk-Euroopas, Tsüklonaalne lõunaasetus ning Madalrõhulohk Lääne-Euroopas.

Ekstremaalsete hoogsadude prognoosi seisukohast on keerukamad lühiajaliste lokaalsete ilmasüsteemide (tsüklonid, osatsüklonid, lained frondil) tagajärjel tekkivad sademed, sest siin on prognoosi koostamisel võimalik toetuda eelkõige vaid kohaliku HIRLAM ilmamudeli sademete prognoosile. Samas selgus meie uuringust, et sellised sajud moodustavad enamuse ränkadest sadudest. Pikaajaliste ilmasüsteemide kulgemise ja nendega kaasnevate sadude ennustus on vähem pingeline, sest jälgida saab nii andmeid reaalses tsükloni arengu kohta kui ka paljude teiste mudelite prognoosi.

Tänuavaldused

Autorid tänavad Tiina Tammetsit ja Riina Pärja sademepäevade väljaeraldamise eest andmebaasidest. Teist autorit on toetatud ETF grantist 5786.

Kirjandus

- Gerstengarbe, F. W., Werner, P. C., Busold, W., Rüge, U., Wegener, K.-O., 1993. Katalog der Grosswetterlagen Europas nach Paul Hess und Helmuth Brezowsky, Ber. Dtsch. Wetterdienstes, 113, 4th ed., Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach am Main.
- Groisman, P. Y. *et al*, 1999. Changes in the probability of heavy precipitation: Important indicators of climatic change. *Climatic Change*, 42, 243–283.
- Groisman, P. Y., Knight, R. W., Easterling, D. R., Karl, T. R., Hegerl, G. C., Razuvaev, V. N., 2005. Trends in intense precipitation in the climate record. *J. Climate*, 18, 1326–1350.
- IPCC 2001, Climate Change 2001: The Scientific Basis Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) J. T. Houghton, Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P. J. van der Linden and D. Xiaosu (Eds.) Cambridge University Press, UK, 944 pp.
- Karlsson, K. G., 1997. An Introduction to Remote Sensing in Meteorology, SMHI, 165, 258 pp.
- Keevallik, S., Loitjäär, K., 1999. Euroopa ilmapuustriid ja sünoptiline situatsioon Eestis. Publ. Inst. Geogr. Univ. Tartuensis, 85, 123–133.
- Keevallik, S., Post, P., Tuulik, J., 1999. European circulation patterns and meteorological situation in Estonia. *Theoretical and Applied Meteorology*, 63, 117–127.
- Kivi, K., 1998. Põllumajandust kahjustavad ilmastikunähtused. EMHI 1998, 31 lk.
- Merilain, M., Tooming, H., 2003. Dramatic Days in Estonia, *Weather*, 58, 119–125.
- Nastavlenije po službe prognozov, 1981. Razdel 2, Služba meteorologičeskih prognozov, časti III, IV, V. Moskva, Gidrometeoizdat, 55 lk (vene k).
- Tooming, H., Merilain, M., 2004. A tornado map for Estonia. *The Journal of Meteorology*, 29, 286, 51–57.

Heavy Rainfall – Is It Only a Feature of Recent Years' Summers in Estonia?

Merike Merilain¹ and Piia Post²

¹*Estonian Meteorological and Hydrological Institute,*

²*Institute of Environmental Physics, University of Tartu*

Summary

The last two remarkable rain events in Estonia happened in towns: on 5 to 6 August 2003, 131 mm precipitation rained per 24 hours in Jõhvi; on 28 July to 29 2004, 145 mm rained per 48 hours in Tallinn. Both events caused damages to houses, gardens and roads and were widely exposed by media. This raised a question how unusual has this kind of heavy rainfall been in Estonia. We have defined a heavy rainfall as an event where the rate of precipitation accumulation exceeds 50 mm per 24 hours. 39 days of heavy rainfall were registered at Estonian meteorological stations during the months of July and August in 1961–2005. In the 1960s, 3 days of heavy rainfall were recorded, in the 1970s – 7, in the 1980s – 13, and in the 90s – 7; during the 5 years of the twenty first century, 9 days of heavy rainfall have been observed. It means that up to the 1990s, there was a rising trend of heavy rainfall events in Estonia. Then, during the 1990s, heavy rainfall was detected less often; the first five years of this century have again shown a lot of heavy rainfall.

Our second aim was to analyse the synoptical situations that bring heavy precipitation to Estonia using the Grosswetterlagen classification of circulation patterns. The majority of heavy precipitation events in Estonia are caused by local cyclones, which have a short lifetime and trajectory. Among European circulation patterns, the most important carriers of heavy rain are Central European trough, Western European trough and South Cyclonic.

Lisa 1. Eesti meteojaamades registreeritud ränkade sadudega päevad aastatel 1961–2005.
Appendix 1. Days with heavy rainfall recorded at Estonian meteorological stations.

Aasta	Kuu	Päev	Sademetesumma (mm) ja vaatlusjaam
1963	7	29	54,2 Väike-Maarja
1966	8	15	62,6 Viljandi
1967	8	6	58,7 Virtsu 67,3 Vilsandi 81,1 Ristna
1972	7	4	69,6 Ristna
	8	12	57,0 Heltermaa 57,1 Kuressaare 53,0 Lääne-Nigula 58,2 Pakri
1973	7	19	50,6 Kuusiku
	8	1	77,8 Türi
1978	7	12	54,3 Türi
	7	9	86,8 Valga
1979	8	21	59,7 Võru
1981	7	23	52,1 Kunda
	7	31	89,0 Virtsu
1986	7	11	57,7 Jõhvi
	7	12	63,1 Tallinn
1987	8	7	50,6 Jõhvi 68,9 Kunda 52,6 Tooma 59,3 Tiirikoja
	8	8	65,3 Valga
	8	5	54,6 Sõrve
1988	7	3	130,8 Võru
	8	26	53,1 Väike-Maarja
1989	7	10	64,0 Sõrve
	8	5	52,6 Narva
1990	7	24	57,7 Jõgeva 55,5 Tiirikoja
	8	11	56,4 Tallinn
1991	8	11	92,3 Jõgeva
1993	7	24	51,8 Kunda 75,6 Võru
	7	25	53,3 Kuressaare 54,3 Ristna
	8	7	61,5 Tartu
1994	8	2	99,7 Jõgeva 62,2 Jõhvi 54,9 Väike-Maarja
	8	9	53,5 Tallinn
1996	7	13	53,4 Kärkla 90,3 Kihnu 71,3 Kuressaare 80,2 Nigula
2001	7	16	59,1 Tartu
2002	7	21	60,9 Türi
	8	1	51,0 Pakri
2003	7	4	54,8 Viljandi
	7	11	57,9 Narva-Jõesuu
	8	6	90,0 Jõhvi 54,7 Jõgeva 56,4 Väike-Maarja
2004	7	28	66,8 Tallinn
	7	29	78,3 Tallinn
2005	8	09	51,8 Virtsu

Mulla dielektrilise läbitavuse mõõtmisel saadud tulemusi

Triin Saue^{1,2,3}, Jüri Kadaja¹, Edvin Nugis¹

¹Eesti Maaviljeluse Instituut, ²Eesti Mereakadeemia, ³Euroõlikool

1. Mullaniiskuse määramise võimalused

Mulla niiskus on üks olulisemaid agrometeoroloogilisi karakteristikuid. Paraku on selle parameetri täpne määramine üsna komplitseeritud. Tänapäeval on Eestis kõige enam kasutatud nn mullapuuri – termostaadi meetodit, mis sisaldab mullaproovide võtmist mullapuuriga ja nende kaalumist enne ja pärast kuivatamist. Mullaniiskuse määramiseks arvutatakse selle meetodi puhul esmalt mullas sisalduva vee ja kuiva mulla kaalud, nende suhtena leitakse mullaniiskuse protsent. Mullaniiskuse korrutis lasuvustihedusega annab vee koguse ruumalaühikus e mulla mahulise niiskuse. Kuna mulla lasuvustiheduse määramine on üpris tömahukas protseduur, viiakse seda läbi harva. Oma varasematel katsetel tegime seda kaks korda vegetatsiooniperioodi jooksul. Nii tekivad kaaluliselt mullaniiskusest ruumilisele niiskusele üleminekul vead, sest olenevalt harimistöödest ja mulla vajumisest võib lasuvustihedus ajas oluliselt muutuda. Korrutades mahulise niiskuse vaadeldavas mullakihis selle kihi paksusega ja jagades läbi vee tihedusega, saab määrata vee kihi paksuse antud kihi kohta, ehk mulla üldise veevaru antud kihis. Traditsiooniliselt on Eestis mulla veesisalduse hindamiseks kasutatud mulla veevaru millimeetrites. Kaasaegses teaduskirjanduses on selleks kasutusel peamiselt mahuline mullaniiskus.

Lisaks lasuvustiheduse määramise vajadusele on kirjeldatud meetodi puuduseks küllaltki suur töö- ja ajakulu, mistõttu proovide arv jääb suhteliselt väikeseks. Seetõttu on mullaniiskuse mõõtmiseks aegade jooksul välja arendatud palju erinevaid meetodeid ja instrumente. Neist kõige perspektiivsemateks võib pidada mulla dielektrilise läbitavuse mõõtmisel põhinevaid. Kuna mulla suhteline dielektriline läbitavus sõltub peamiselt ainult mullas esineva vaba vee kogusest, on see näitaja sobiv mulla mahulise niiskuse mõõtmiseks, mida on lihtne teisendada ka veevaruks.

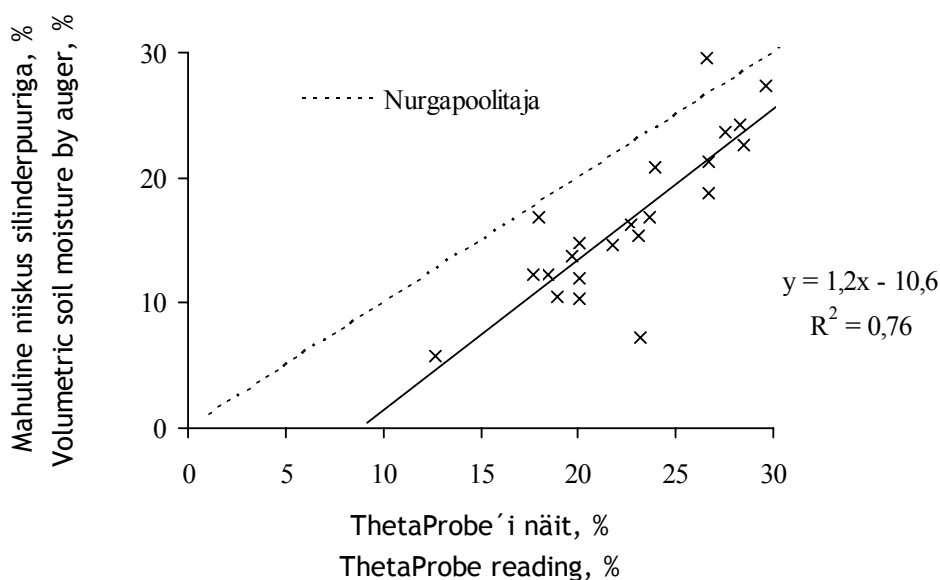
2. Mullaniiskuse mõõteseadmete võrdlus

Meie töös on mulla veevaru vajalik kui agroökosüsteemi mudeli (Kadaja ja Tooming, 2004) üks parameeter. Mullaniiskuse andmeid vajame nii pindmise kui ka sellele järgnevate mullakihtide jaoks. Seni mullapuuri ja termostaadi meetodil tehtud mõõtmiste lihtsustamise eesmärgil oli 2005. a vaatluse all kaks elektroonset mõõteseadet: Eesti firma Adek OÜ poolt välja töötatud kompleksseade percomeeter (Plakk, 1994, 2003) ja Suurbritannia kompanii Delta-T mullaniiskuse mõõtur ThetaProbe. Lisaks suhtelisele dielektrilisele läbitavusele mõõdab percomeeter mulla elektrijuhtivust ja temperatuuri, võimaldades lisaks mahulisele niiskusele hinnata ka mullavees lahustunud mineraalainete sisaldust (Plakk, 2005). Kuna tegemist on kaudse mõõteseadmega, tuleb tema kasutamiseks kõigepealt leida ülemineku seosed konkreetsete tingimuste jaoks. ThetaProbe mõõdab samuti mulla suhtelist dielektrilist läbitavust ning teisendab tulemused otse mahuliseks niiskuseks. Siiski on varasemates katsetes kindlaks tehtud, et ThetaProbe poolt antavad mahulise niiskuse tulemused vajavad parandit ja ei ole otse kasutatavad.

Instrumentide sobivuse hindamiseks tehti katsete käigus paralleelselt mõõtmised percomeetri ja ThetaProbega ning võrdluseks määrati mulla mahuline niiskus firma Eijkelkamp silinderpuuriga. Mõõtmised viidi läbi Kuusikul Eesti Maaviljeluse Instituudi (EMVI) pikaajalisel agrotehnoloogia komplekskatse kartulipõllul (Viil, Nugis, 2002) ja Sakus Eesti Maaülikooli (EMÜ) Taimebiotehnoloogia Uurimiskeskuse EVIKA kartulipõllul. Mõlemad katsed asuvad keskmise raskusastmega kamarkarbonaatsel liivsavi-mullal, kusjuures Kuusikul on tegu praktiliselt kivivaba põlluga, Saku katsepõld on seevastu väga rähkne.

3. Tulemused

Joonisel 1 on võrreldud Kuusikul läbiviidud katse käigus Theta-Probega saadud mahulist niiskust ja silinderpuuri meetodil määratud niiskust. Kuna mõlemad mõõtmistulemused saadakse samades mõõdühikutes, kasutatakse andmete võrdlemisel lineaarset seost. Lineaarse regressiooni korrelatsioonikordaja väärtus on $r = 0,85$, mis on statistiliselt usaldatav olulisuse nivool $p < 0,01$.

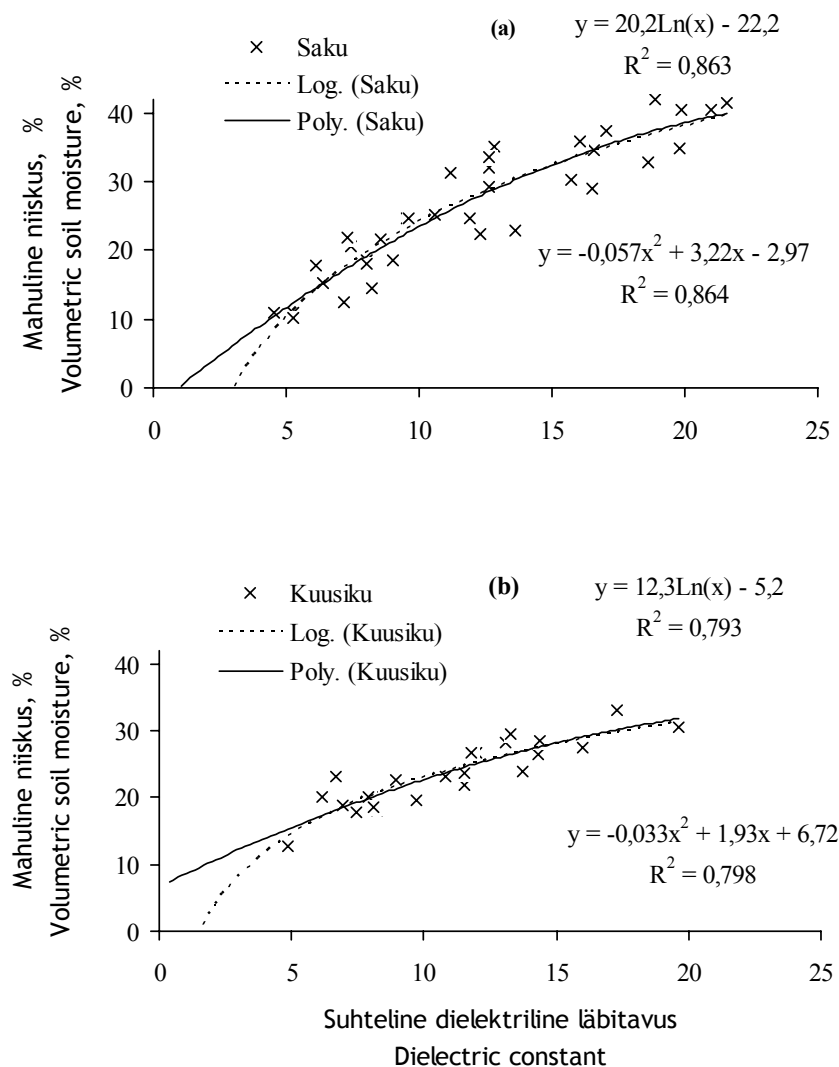


Joonis 1. ThetaProbe'i ja silinderpuuriga mõõdetud mahuline niiskus Kuusikul.

Figure 1. Volumetric moisture in Kuusiku, measured with ThetaProbe and the soil sample ring auger.

Jooniselt 1 saab kinnitust väide, et mõõteriist ei teisenda suhtelist dielektrilist läbitavust korrektselt mahuliseks niiskuseks, kuna andmekogum on nurgapoolitajast süstemaatiliselt kõrvale kaldunud.

Percomeetriga mõõdetud suhteline dielektriline läbitavus tuleb taandada mahulisele niiskusele. Sobivaima üleminekuseose leidmiseks koostati erinevat tüüpi regressioonivõrrandid mõõdetud suhtelise dielektrilise läbitavuse ja silinderpuuriga määratud mahulise niiskuse vahel. Teistest paremaid tulemusi andsid logaritmiline seos ja teise astme polünoom (joonis 2).



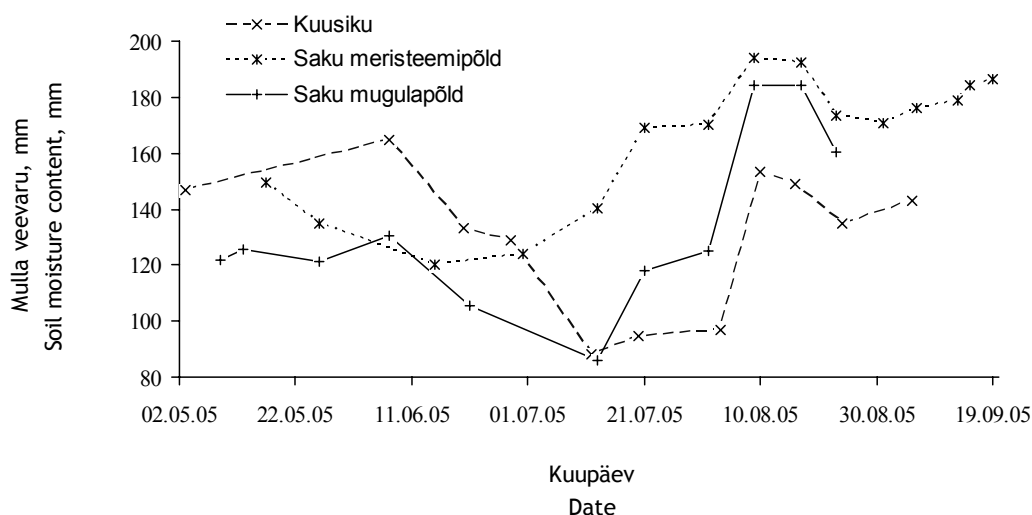
Joonis 2. Mahuline mullaniiskus funktsioonina percomeetriga mõõdetud mulla suhtelisest dielektrilisest läbitavusest Sakus (a) ja Kuusikul (b).

Figure 2. Volumetric moisture content as a function of dielectric constant in Saku (a) and Kuusiku (b).

Kuigi teise astme polünoom omas õige pisut tugevamat korrelatsiooni, jäädi siiski logaritmilise seose juurde, kuna viimane kirjeldab tõepärasemalt olukorda väga madalate mullaniiskuste korral, mida läbiviidud mõõtmiste korral põllul ei esinenud. Teoreetiliselt ei tohi mulla suhteline dielektriline läbitavus ka mullaniiskuse täielikul puudumisel langeda alla 2-2,5 (õhu suhteline dielektriline läbitavus on 1, mulla mineraalosal 4-5). Korrelatsioon oli kõigil vaadeldud juhtudel statistiliselt usaldatav olulisuse nivoo $p < 0,01$ juures. Kõrgem korrelatsioonikordaja esines Sakus, mille üheks põhjuseks on ilmselt sealsete mõõtmiste veidi laiem diapason. Kuna percomeetri andmete alusel erinevate põldude jaoks koostatud kalibreerimiskõverad ei kattunud täpselt, võib esialgu teha järelduse, et parimate tulemuste saamiseks on soovitatav kalibreerimiskõver koostada iga konkreetse vaatluskoha (põllu) jaoks eraldi. Erinevused võivad olla tingitud nii põldude mulla erinevast lõimisest kui ka koresesisaldusest.

Saadud tulemused lubavad väita, et percomeeter sobib piisavalt hästi mulla veesisalduse määramiseks. Võrdluses ThetaProbiga mõjutas meie otsust percomeetri kasuks lisaks korrelatsioonikordaja veidi suuremale väärtusele ka seadme suurem kasutusmugavus. ThetaProbe osutus meie eesmärkide jaoks suhteliselt ebaotstarbekaks, kuna sügavamate mullakihtide mõõtmiseks tuleb auk ikkagi ette puurida. Samuti on ThetaProbe oma anduri konstruktsiooni tõttu (nelja teravikuga otsik) kivide suhtes õrn ja seetõttu rähksetel muldadel kasutamiseks ebamugav. Percomeetri kompaktne koonilise otsaga mõõteelement on aga enamasti ka ilma abivahenditeta surutav sügavamatesse mullakihtidesse. Seda silmas pidades loobusime Saku kivistel põldudel Thetaprobe testimisest. Kui aga mullaniiskust on vaja määrata kivivabade või vähese kivisusega muldade pindmises kihis, võib meie poolt testitud seadmeid pidada praktiliselt samaväärseteks ja mullapuuri-termostaadi meetodist kiiremaks ning efektiivsemaks. Kindlasti vajavad mõlemad riistad kalibreerimiskõvera koostamist – percomeeter mahulisele niiskusele üleminekuks ja ThetaProbe kõrvalekalde korrigeerimiseks.

2005. a katseperioodi teisel poolel kasutasime mullaniiskuse mõõtmiseks juba ainult percomeetrit ning logaritmilisi kalibreerimiskõveraaid. Suve esimese poole kohta (kuni juuni lõpuni) on kasutusel mullapuuri-termostaadi meetodil leitud mullaniiskuse väärtused. Joonisel 3 on toodud 50-sentimeetrise mullakihi summaarne veevaru vaatluse all olnud põldudel maist septembrini 2005. Sakus on eraldi vaadeldud mugulatest maha pandud põldu ja meristeemtaimede põlde. Mugulatest kasvanud taimedel on kõige intensiivsem pealsete kasvuperiood juulis, mis käesoleval aastal juhtus olema ka suve kõige kuivem periood. Sel ajal on meristeemist kasvanud taimed veel suhteliselt väikesed ja nende transpiratsioon tunduvalt madalam kui mugulast kasvanutel. See tingib ka suured erinevused antud perioodi mullaniiskustes: meristeemipõldudel ei langenud suve kõige kuivemal perioodil mullaniiskust nii madalale kui Kuusikul ja Saku mugulapõllul.



Joonis 3. Mahulise mullaniiskuse käik summeerituna 0–50 cm mullakihis erinevatel kartulipõldudel 2005. a suvel.

Figure 3. Series of soil moisture content for 50 cm layer.

Tänuavaldus

Töö on valminud Eesti Teadusfondi granti nr 6092 toetusel.

Kirjandus

- Kadaja, J., Tooming, H., 2004. Potato production model based on principle of maximum plant productivity. *Agric. And For. Meteorol.* 127 (1-2), 17–33.
- Plakk, T., 1994. Express Soil Testing by measurement of Electrical Properties of Soil. *Proceedings of Symposium Land and Soil Protection 6-12 June 1994*, 248–251.
- Plakk, T., 2003. Meetod ainete suhtelise dielektrilise läbitavuse mõõtmiseks. Kasuliku mudeli tunnistus nr 00423, EV Patendiamet.
- Plakk, T., 2005. Meetod mulla soolsuse määramiseks elektrilise mõõtmise teel. Kasuliku mudeli tunnistus nr 00518, EV Patendiamet.
- Viil, P., Nugis, E., 2002. Some aspects of differentiation of soil tillage. *Proceedings of the 3rd scientific and practical conference on Ecology and Agricultural Machinery*, 2. St. Petersburg, N-WRIAEE, 66–72.

Results Achieved Measuring Soil Dielectric Permittivity

Triin Saue^{1,2,3}, Jüri Kadaja¹, Edvin Nugis¹

¹*Estonian Research Institute of Agriculture*, ²*Estonian Maritime Academy*, ³*EuroUniversity*

Summary

Soil moisture is one of the most important characteristics in agrometeorology. Unfortunately, the precise measurement of soil moisture is quite complicated. Until recently, the auger-and-scale method was used, consisting of taking soil samples and weighing them before and after drying. This particular method is quite labour- and time-consuming, therefore many new methods and technologies have been developed, the method based on relative dielectric permittivity being one of the most promising ones.

In the summer of 2005, a testing of two electronic soil moisture devices was carried out at the Estonian Research Institute of Agriculture: a complex instrument percometer for measurements of dielectric constant, electrical conductivity and soil temperature developed by Estonian company Adek OÜ and a Delta-T soil moisture sensor ThetaProbe, which measures dielectric constant and changes results into volumetric soil moisture content were used. To test the accuracy of instruments, soil moisture was measured by the Ejikelpkamp soil sampling ring auger and both electronic devices. Experiments were conducted on two experimental potato fields: one in Saku and another in Kuusiku.

In Figure 1, the volumetric moisture values in Kuusiku, measured by Theta Probe, are compared to those received with the auger measurements. Apparently the conversion from dielectric constant to volumetric moisture was not correctly completed by the device, as the data do not fit into bisector. However, the correlation was reliable. We also found ThetaProbe to be inconvenient for stony soils due to its construction.

Figure 2 compares the percometer data with the volumetric moisture measured with the auger in Kuusiku (a) and in Saku (b). Correlation coefficients were 0.93 for Saku and 0.89 for Kuusiku, being statistically significant on $p < 0.01$ confidence level. To convert dielectric constant into volumetric moisture, the logarithmic curve was found to be the most suitable. Calibration curves for both fields turned out to be slightly different, probably due to differences in soil type and stoniness.

Figure 3 shows changes in soil moisture during the observation period in 2005. In Saku experimental area, two trials were studied, one with plants grown from tubers and another with meristem plants.

Atmosfääri koormuse ja hüdroloogilise koormuse mõju maapinna vertikaalnihetele Eestis Navesti ja Põltsamaa–Lelle geodünaamiliste polügoonide põhjal

Tarmo Kall

Eesti Maaülikooli metsandus- ja maaehitusinstituudi geomaatika osakond

1. Sissejuhatus

Aastatel 1970–1974 rajati Eestisse kolm geodünaamilist polügooni: Navestisse, Palukülla ja Viru-Nigulasse. Rajamise eesmärgiks oli uurida geodeetiliste ja geofüüsikaliste kordusmõõtmiste põhjal maapinna lokaalset liikumist rikkevööndite piirkonnas. Samal põhjusel alustati 1961. aastal kordusmõõtmistega Põltsamaa–Lelle katsetrassil. 1978. a alustati kordusmõõtmistega Nõva geodünaamilisel polügoonil seisumiliste protsessidega seotud maapinna vertikaalnihete uurimiseks. Ülevaated geodünaamilistest polügoonidest ja nendel tehtud kordusmõõtmistest Eestis on andnud Sildvee (2001) ja Torim ning Sildvee (2002).

Kahel geodünaamilisel polügoonil (Navesti ja Põltsamaa–Lelle, joonis 1) on küllalt pikk kordusnivelleerimiste vaatlusrida (kordusnivelleerimised Navesti polügoonil on tehtud aastatel 1971, 1973, 1976, 1980, 1983, 1987, Põltsamaa–Lelle polügoonil aastatel 1936, 1961, 1964, 1969, 1972, 1980, 1982, 1987), samuti on kordusnivelleerimistest saadud maapinna vertikaalliikumiste väärtused statistiliselt kaalukad (vertikaalnihke väärtus ületab mõõtmisviga vähemalt kaks korda). See võimaldab põhjalikumalt uurida maapinna vertikaalnihete põhjusti.

Maapinna vertikaalnihked võivad olla põhjustatud näiteks atmosfääri- või hüdroloogilisest koormusest. Ingliskeelses erialakirjanduses on nimetatud efektid tuntud nime all *atmospheric loading* ja *hydrological loading*. Teoreetiliselt peaksid atmosfääri mass ja hüdroloogilised massid (sademed, pinna- ja põhjavesi) mõjuma maapinnale koormavalt ja nende koormuste muutus põhjustab ka maapinna vertikaalnihkeid. Maapinna vertikaalnihete seoseid õhurõhu muutustega on Eestis varem uurinud Lump (1970), Vallner ja Želnin (1973) ning Vallner (1978). Siiski on valdav seisukoht, et kuigi õhurõhu koormus põhjustab maapinna lühiajalisi vertikaalnihkeid, on õhurõhu mõju nivelleerimiste täpsusele väga väike, ning nivelleerimisandmete põhjal välja selgitatud maapinna vertikaalliikumiste kõikum iseloom on põhjustatud peamiselt maakoore plokilisest tektoonilisest liikumisest (Vallner, 1978; Vallner jt, 1988, Torim ja Sildvee, 2002). Käesoleva uurimuse eesmärgiks on hilisemate mõõtmiste valguses selgitada seoseid maapinna vertikaalliikumiste ja õhurõhu ning sademete hulga muutuse vahel.

2. Maapinna vertikaalnihete arvutamine

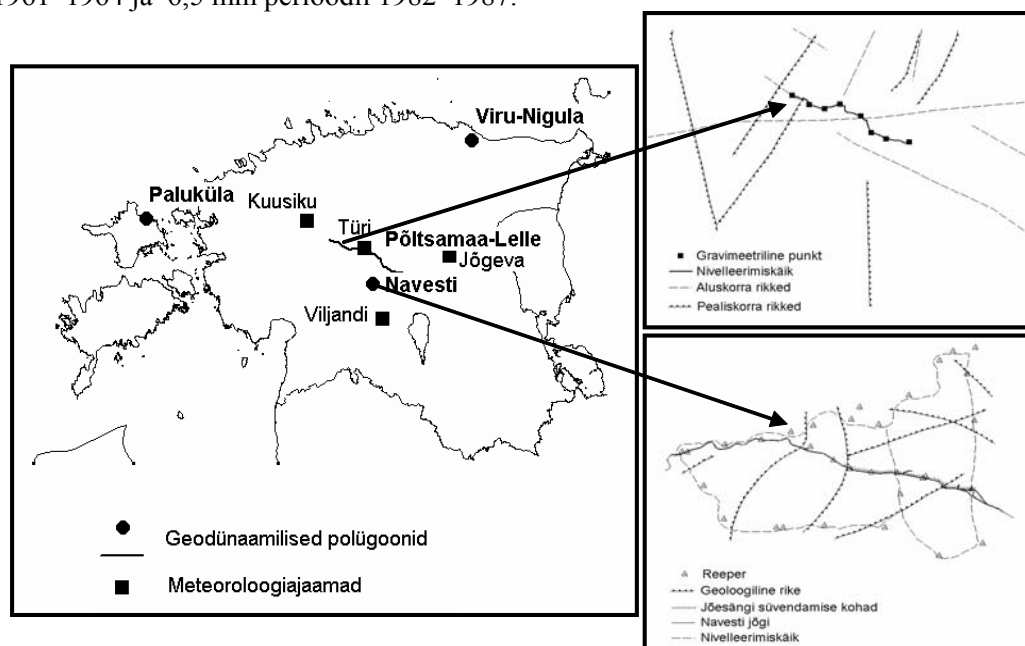
Maapinna vertikaalnihete määramiseks on kordusnivelleerimiste põhjal arvutatud Navesti ja Põltsamaa–Lelle polügoonidel nivelleerimiste keskmisele epohhile vastavad reeperite kõrgused (H), kasutades programmi GEO2004 moodulit *Levelling Network Adjustment*. Mõõtmisandmetest on enne tasandamist eemaldatud erandid, kasutades

standardiseeritud hälvetele püstitatud kriteeriumi 2,5. Kõrguste arvutamisel on mõlemal polügoonil kasutatud ühte lähtereeperit (Navesti pinnasereeper PR1 ja Põltsamaa–Lelle nivelleerimiskäigul Põltsamaa fundamentaalreeperit FRAM17), mille kõrgus on erinevate aastate nivelleerimiskäikude tasandamisel fikseeritud muutumatuna.

Seejärel on tasandatud kõrguste kaudu arvutatud reeperi vertikaalnihe (v) järjestikuste nivelleerimisepohhide n ja $n + 1$ vahel.

$$v_{n, n+1} = H_{n+1} - H_n . \quad (1)$$

Erinevate reeperite vertikaalnihted ühel ajaepohhil on küllalt suure hajuvusega, mis viitab sellele, et vertikaalnihted on põhjustatud teguritest, mis ka väikesel maa-alal (nt Navesti polügooni mõõtmed on 5×7 km) varieeruvad erinevate reeperite lõikes (reeperi tüüp: seinä- või pinnasereeper, pinnase tüüp, kus reeper asub, tektoonilised protsessid jm). Näiteks on vertikaalnihtede standardhälve Navesti polügoonil perioodil 1971–1973 1,9 mm ja perioodil 1983–1987 2,4 mm ning Põltsamaa–Lelle polügoonil 8,2 mm perioodil 1961–1964 ja 6,5 mm perioodil 1982–1987.

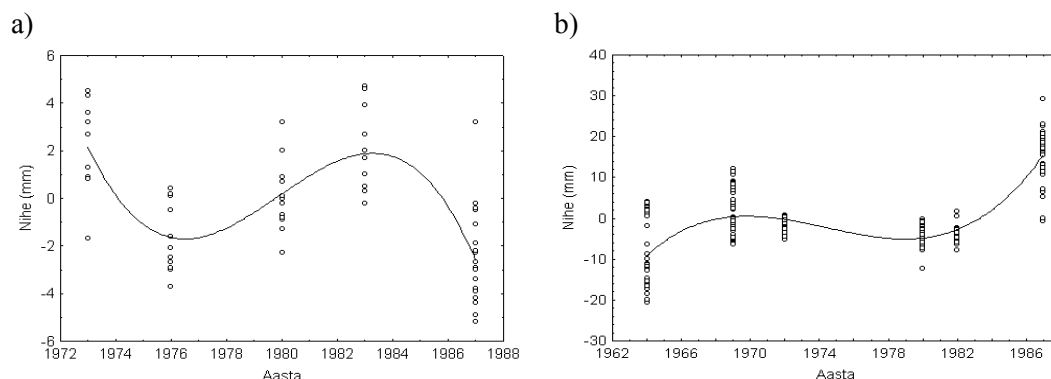


Joonis 1. Eesti geodünaamiliste polügoonide ja uuringus kasutatud meteoroloogiajaamade asukohad.

Figure 1. Location of geodynamic networks and meteorological stations in Estonia used in this study.

Vertikaalnihtede muutumise kirjeldamiseks on neid modelleeritud aegreas, alustades lineaarsest mudelist kuni kolmanda astme polünoomi kasutamiseni. Protsessi käigus eemaldati mudelist vertikaalnihted, mille standardiseeritud hälve oli suurem kui 2,5. Selgus, et vertikaalnihtede muutumine on kõikuva iseloomuga, mida näitab see, et modelleerimisel saadi parim statistiline sobivus vertikaalnihtetega kolmanda astme polünoomi kasutamisel. Mudeli järgi on vertikaalnihtede standardhälve Navesti polügoonil

1,7 mm, $R^2 = 0,55$, $p < 0,0001$ (joonis 2a) ja Põltsamaa–Lelle polügoonil 4,9 mm, $R^2 = 0,66$, $p < 0,0001$ (joonis 2b).



Joonis 2. Reeperite vertikaalnihked a) Navesti polügoonil ja b) Põltsamaa–Lelle polügoonil.

Figure 2. Vertical displacements of benchmarks in a) Navesti geodynamic network and b) Põltsamaa–Lelle geodynamic network.

3. Atmosfääri koormuse mõju arvutamise

Atmosfääri koormuse all mõistetakse õhumasside survet maapinnale. Õhumasside ümberpaiknemise korral koormus maapinnale muutub ja põhjustab maapinna nihkeid nii horisontaal- kui ka vertikaalsuunas. Horisontaalsuunalised nihked on väiksemad, moodustades vertikaalnihetest umbes 1/3. Mitmed teoreetilised uurimused (Rabbel ja Zschau, 1985; van Dam ja Wahr, 1987) on näidanud, et suurematel laiuskraadidel, kus õhurõhu muutused on intensiivsemad, on atmosfääri koormuse muutumisest põhjustatud vertikaalnihe kuni 30 mm. Rannikualadel (kuni 500 km rannajoonest) ja keskmistel laiuskraadidel on efekt väiksem, kuna meri reageerib atmosfääri koormusele nn „ümberpööratud baromeetri“ efektiga (Plag ja Van Dam, 2002).

Rahvusvahelise Maa Rotatsiooni Teenistuse IERS standardid näevad ette meetodikad atmosfääri koormuse muutumisest põhjustatud geodeetiliste punktide nihete määramiseks (IERS Conventions, 2003). Need on: 1) kasutada globaalseid geofüüsikalisi mudeleid, 2) kasutada asukohale vastavate eksperimentaalsete andmete põhjal loodud empiirilisi mudeleid. Empiirilisel meetodil saab hinnata ainult õhurõhu muutumisest põhjustatud vertikaalnihkeid.

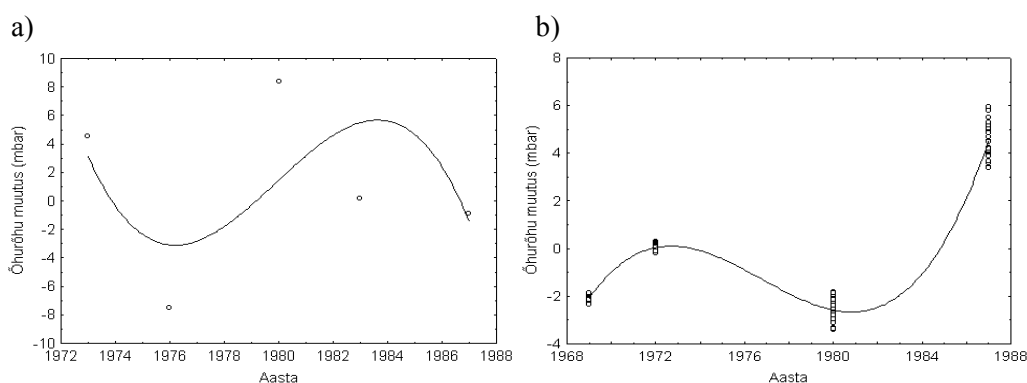
Globaalsed geofüüsikalised mudelid hindavad atmosfääri koormuse efekte kasutades kas 1) Green'i funktsiooni konvolutsiooni globaalse õhurõhu mudeli väärtustega või 2) globaalse õhurõhu välja ja koormuse Love'i arvude kirjeldamist sfääriliste harmoonikutega (Plag ja Van Dam, 2002).

Empiirilise meetodi puhul määratakse sobivat funktsiooni kasutades sõltuvus kohaliku õhurõhu muutuse ja geodeetilisest vaatlusest määratud maapinna vertikaalnihete vahel (Plag ja Van Dam, 2002). Viimast meetodit on ka selles töös kasutatud.

Koormuste uurimiseks on kasutatud EMHI Viljandi, Jõgeva, Türi ja Kuusiku meteoroloogiajaamade (joonis 1) õhurõhu ja sademete hulga ööpäevaseid keskmisi väärtusi nivelleerimiste perioodil. Nivelleerimised olid teostatud valdavalt juuni- ja juulikuus, välitööd kestsid Navesti polügoonil keskmiselt üheksa päeva ja Põltsamaa–Lelle polügoonil keskmiselt 20 päeva. Ööpäevaste keskmiste õhurõhu ja sademete hulga järgi on arvatud keskmisele nivelleerimisepohhile vastavad keskmised õhurõhu ja sademete hulga väärtused. Keskmised õhurõhu ja sademe hulga väärtused on omakorda interpoleeritud geodünaamiliste polügoonide reeperitele. Kuna Navesti polügoon on väike, siis siin interpoleeriti polügooni keskpunkti järgi kõigile reeperitele ühesugune õhurõhk ja sademete hulk. Lõpuks on arvatud keskmise õhurõhu ja sademete hulga muutused järjestikuste keskmiste nivelleerimisepohhide vahel.

Järgmisena on õhurõhu muutusi modelleeritud ajateljel. Erinevate mudelite rakendamisel selgus, et lineaarne mudel on õhurõhu muutuste kirjeldamiseks ebasobiv, õhurõhu muutusi kirjeldavad antud aegrea puhul kõige paremini kolmanda astme polünoomid.

Õhurõhu muutuse lineaarsel modelleerimisel saadi järgmised statistikud: Navestil $R^2 = 0,009$, $p = 0,44$, Põltsamaa–Lelle $R^2 = 0,28$, $p < 0,0001$. Kolmanda astme polünoomiga modelleerimisel aga järgmised: Navestil $R^2 = 0,40$, $p < 0,0001$, mudeli standardhälve on 4,1 mbar (joonis 3a), Põltsamaa–Lelle $R^2 = 0,97$, $p < 0,0001$, mudeli standardhälve on 0,5 mbar (joonis 3b).



Joonis 3. Keskmise õhurõhu muutused: a) Navesti polügoonil ja b) Põltsamaa–Lelle polügoonil.

Figure 3. Change in mean atmospheric pressure in a) Navesti geodynamic network and b) Põltsamaa–Lelle geodynamic network.

Atmosfääri koormuse muutumise mõju selgitamiseks maapinna vertikaalnihetele on arvatud lineaarne regressioon modelleerimisel saadud maapinna vertikaalnihete ja õhurõhu muutuste vahel (joonis 4).

Saadud atmosfääri koormuse mudelid on järgmised:

$$Nihe = -0,9234 + 0,4448 \times \text{õhurõhu muutus} \quad (2)$$

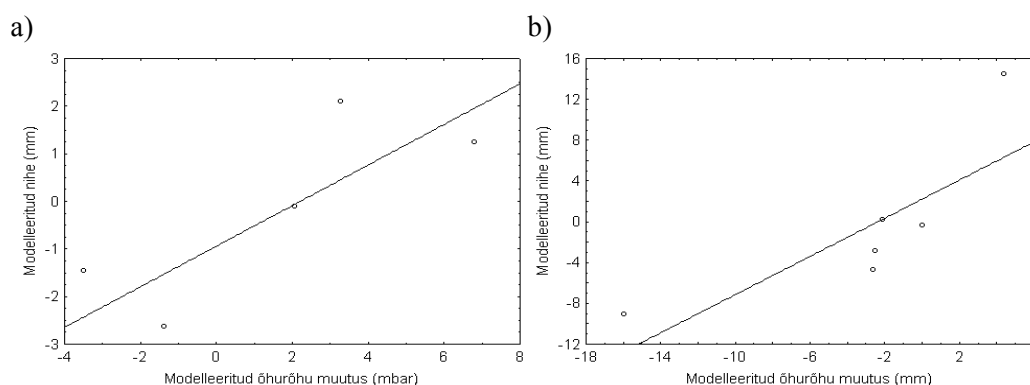
Navesti polügoonil ja

$$Nihe = -1,9631 + 0,9042 \times \delta\text{hurõhu muutus} \quad (3)$$

Põltsamaa–Lelle polügoonil.

Navesti polügooni atmosfääri koormuse mudeli statistikud on: $R^2 = 0,66$, $p < 0,0001$. Regressioonisirge standardhälve vertikaalnihete suhtes on 2,0 mm. Reepereid, millede vertikaalnihe jääb standardhälbe piirides mudelist (valem 2) määratud vertikaalnihete väärtuste vahemikku, on Navesti polügoonil 65%.

Põltsamaa–Lelle polügooni atmosfääri koormuse mudeli statistikud on: $R^2 = 0,62$, $p < 0,0001$. Regressioonisirge standardhälve vertikaalnihete suhtes on siin 6,4 mm. Reepereid, millede vertikaalnihe jääb standardhälbe piirides mudelist (valem 3) määratud vertikaalnihete väärtuste vahemikku, on Põltsamaa–Lelle polügoonil 76%.



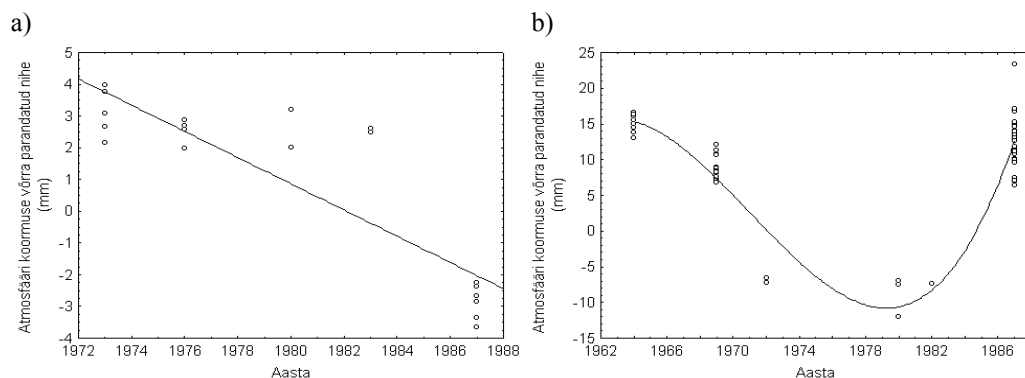
Joonis 4. Maapinna vertikaalnihete muutumise seos keskmise õhurõhu muutumisega a) Navesti polügoonil ja b) Põltsamaa–Lelle polügoonil.

Figure 4. Change of vertical displacements in connection with change of mean atmospheric pressure in a) Navesti geodynamic network and b) Põltsamaa–Lelle geodynamic network.

4. Hüdroloogilise koormuse mõju arvutamine

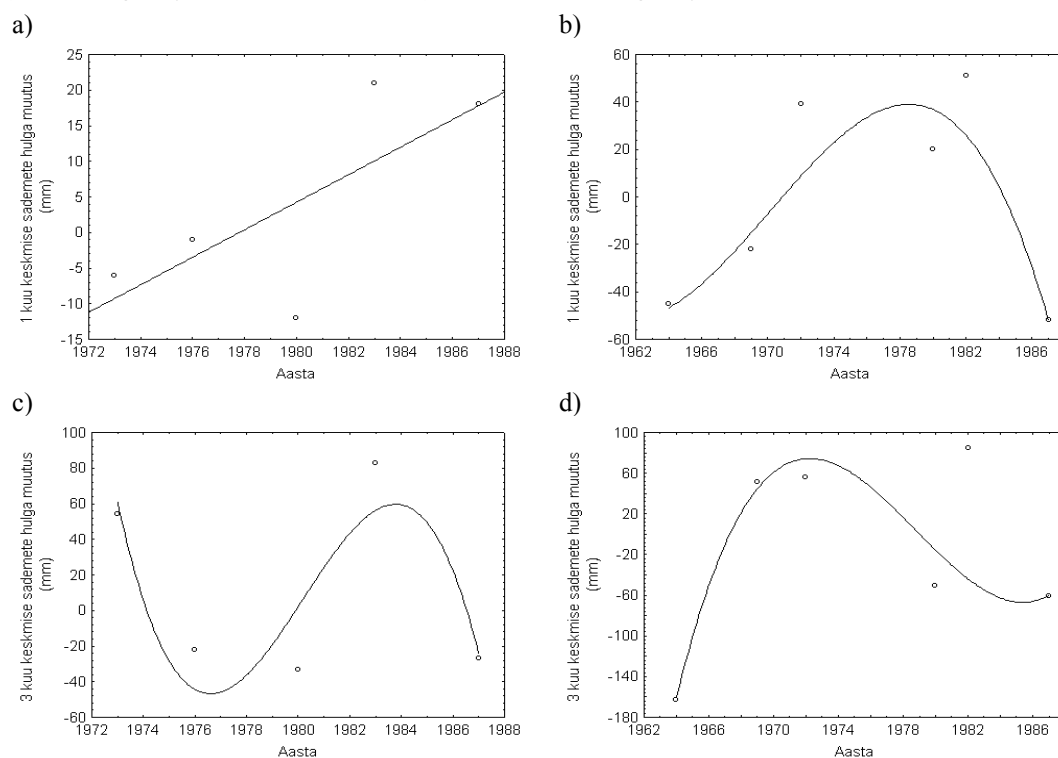
Üks olulisemaid vertikaalnihete põhjustajaid, lisaks ookeani ja atmosfääri koormuse mõjule, on sademete ja pinna- ning põhjavee taseme muutus. Nende veemasside koormavat mõju maapinnale nimetatakse hüdroloogiliseks koormuseks. Hüdroloogilise koormuse muutumisest (aurustumise jms mõjul) põhjustatud maapinna vertikaalnihete leidmiseks on antud töös kasutatud samuti empiirilist meetodit.

Et 35% Navesti ja 24% Põltsamaa–Lelle geodünaamilise polügooni vertikaalnihetest on (arvestades mudeli standardhälvet) suuremad atmosfääri koormuse poolt põhjustatud vertikaalnihetest, siis on tõenäoline, et need vertikaalnihked on põhjustatud hüdroloogilise koormuse muutumisest. On võimalik, et leitud atmosfääri koormuse mudelid kirjeldavad mingis osas ka hüdroloogilise koormuse mõju või ka mingeid muid mõjusid, kuna õhurõhu, sademete hulga jms andmed on omavahel korreleeritud. See, et neid komponente ei õnnestu piisava täpsusega üksteisest lahutada, on empiirilise meetodi puuduseks.



Joonis 5. Atmosfääri koormuse võrra parandatud reeperite vertikaalnihked: a) Navesti polügoonil, b) Põltsamaa–Lelle polügoonil.

Figure 5. Vertical displacements of benchmarks corrected by atmospheric loading in a) Navesti geodynamic network and b) Põltsamaa–Lelle geodynamic network.



Joonis 6. Keskmised sademete hulga muutused: a) nivelleerimisele eelneva 1 kuu keskmise sademete hulga muutus Navesti polügoonil, b) nivelleerimisele eelneva 1 kuu keskmise sademete hulga muutus Põltsamaa–Lelle polügoonil, c) nivelleerimisele eelneva 3 kuu keskmise sademete hulga muutus Navesti polügoonil, d) nivelleerimisele eelneva 3 kuu keskmise sademete hulga muutus Põltsamaa–Lelle polügoonil.

Figure 6. Changes in average precipitation of: a) 1 month preceding to levelling in Navesti geodynamic network, b) 1 month preceding to levelling in Põltsamaa–Lelle geodynamic network, c) 3 month preceding to levelling in Navesti geodynamic network, d) 3 month preceding to levelling in Põltsamaa–Lelle geodynamic network.

Atmosfääri koormuse mudelitest (valemid (2) ja (3)) on Navesti ja Põltsamaa–Lelle polügoonil arvutatud maapinna vertikaalnihked ning lahutatud need vertikaalnihetest, mis jäid atmosfääri koormuse mudeli poolt kirjeldamata. Joonisel 5 on näha atmosfääri koormuse võrra parandatud maapinna vertikaalnihked.

Hüdroloogilise koormuse uurimisel on kasutatud nivelleerimise keskmisele epohhile eelnenud 1 ja 3 kuu keskmisi sademetehulga muutusi järjestikuste keskmiste nivelleerimisepohhide vahel, eesmärgiga vaadelda ka pikaajalisemate koormusandmete mõju maapinna vertikaalnihetele. Demoulini (2004) uurimus kinnitab näiteks, et paremad korrelatiivsed seosed on just pikemaajaliste sademete andmete ja maapinna vertikaalnihete vahel.

Sademetehulga muutuste modelleerimisel selgus, et enamusel juhtudel lineaarne seos sademete hulga muutuse ja aja vahel puudub (joonis 6). Parim lineaarne seos saadi Navesti polügooni 1 kuu keskmise sademete hulga muutuse modelleerimisel. Teistel juhtudel andis parima seose vaatlusandmetega aga modelleerimine kolmanda astme polünoomidega. Sademete hulga muutuse mudelite standardhälbed Navesti polügoonil olid: 1 kuu sademete muutuse korral 8,3 mm ja kolme kuu sademete muutuse korral 21 mm, Põltsamaa–Lelle polügoonil vastavalt 17 ja 28 mm.

Hüdroloogilise koormuse mudelite saamiseks on teostatud regressioonanalüüs atmosfääri koormuse võrra parandatud maapinna vertikaalnihete ja modelleeritud sademetehulga muutuse vahel. Nagu on juba näha joonistelt 5 ja 6, on eeldatavalt tugevaim lineaarne seos nii Navesti kui Põltsamaa–Lelle polügoonil 1 kuu keskmise sademete hulga muutuse ja atmosfääri koormuse võrra parandatud maapinna vertikaalnihete vahel. Seosed on nõrgemad sademete hulga muutuse pikemaajalise keskmise kasutamisel. Joonisel 7 on toodud atmosfääri koormuse võrra parandatud vertikaalnihete seos 1 kuu keskmise sademete hulga muutusega.

Joonisele 7 vastav hüdroloogilise koormuse mudel Navesti polügoonil on:

$$Nihe = 1,6774 - 0,2185 \times \text{sademetehulga muutus} \quad (4)$$

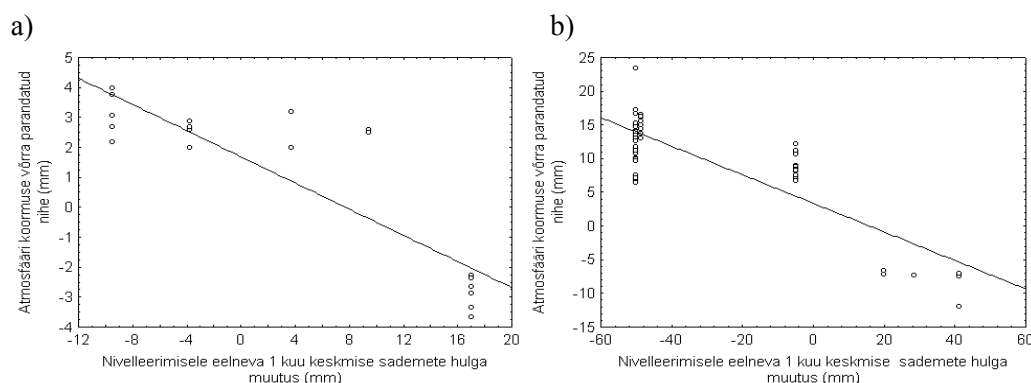
ja Põltsamaa–Lelle polügoonil:

$$Nihe = 3,3290 - 0,2120 \times \text{sademetehulga muutus} . \quad (5)$$

Navesti polügooni hüdroloogilise koormuse mudeli (valem (4)) statistikud on: $R^2 = 0,79$, $p < 0,0001$. Regressioonisirge standardhälve atmosfääri koormuse võrra parandatud maapinna vertikaalnihete suhtes on 1,3 mm.

Põltsamaa–Lelle polügooni hüdroloogilise koormuse mudeli (valem (5)) statistikud on: $R^2 = 0,70$, $p < 0,0001$. Regressioonisirge standardhälve atmosfääri koormuse võrra parandatud maapinna vertikaalnihete suhtes on 4,2 mm.

Tähelepanu tuleks juhtida sarnastele regressioonikordajatele mõlemas mudelis, mis näitab, et vertikaalnihete muutus seoses sademete hulga muutusega on mõlemal polügoonil sarnane, kuigi vertikaalnihete suurus on erinev.



Joonis 7. Atmosfääri koormuse võrra parandatud maapinna vertikaalnihete seosed nivelleerimisele eelneva 1 kuu keskmise sademete hulga muutusega: a) Navesti polügoonil ja b) Põltsamaa–Lelle polügoonil.

Figure 7. Change of vertical displacements corrected by atmospheric loading in connection with change of average precipitation of 1 month preceding to levelling in a) Navesti geodynamic network and b) Põltsamaa–Lelle geodynamic network.

5. Tulemused ja arutelu

Arvestades meteoroloogiajaamade geodünaamilistele polügoonidele interpoleeritud maksimaalsete õhurõhu muutustega keskmiste nivelleerimisepohhide vahel (Navesti polügoonil 8,38 mbar, Põltsamaa–Lelle polügoonil 5,88 mbar), saab valemide (2) ja (3) kasutades arvutada atmosfääri koormuse muutumisest põhjustatud maksimaalse vertikaalnihke. Nii on saadud vertikaalnihke maksimumväärtuseks Navesti polügoonil 2,8 mm ja Põltsamaa–Lelle polügoonil 3,4 mm. Analoogselt saab valemite (4) ja (5) arvutada hüdroloogilise koormuse muutumisest põhjustatud vertikaalnihete maksimumväärtused teades, et maksimaalne juunikuu keskmine sademete hulga muutus vaatlusperioodide vahel on Navesti polügoonil olnud 21 mm ja Põltsamaa–Lelle polügoonil – 52 mm. Siit saame, et hüdroloogilise koormuse muutumine põhjustab Navesti polügoonil vertikaalnihkeid maksimumväärtusega –2,9 mm ja Põltsamaa–Lelle polügoonil maksimumväärtusega 14,4 mm.

Nimetatud empiirilisel meetodil saadud atmosfääri koormuse väärtusi on võrreldud teoreetiliste geofüüsikaliste mudelite põhjal arvutatud atmosfääri koormuse väärtustega.

Rabbel ja Schuh (1986) on uurinud globaalseid geofüüsikalisi atmosfääri koormuse mudeleid ja on soovitanud järgmist lihtsustatud atmosfääri koormuse arvutamise valemit:

$$v = -0,35p - 0,55\bar{p}, \quad (6)$$

kus p on õhurõhu anomaalia (standardõhurõhu 1013 mbar suhtes) vaatluspunktis ja \bar{p} on õhurõhu anomaalia 2000 km raadiuses vaatluspunktist, mis on võimalik saada näiteks NOAA–CIRES *Climate Diagnostic Center* (NCEP) koduleheküljelt. Valem (6) ei sobi hästi rannikualadel olevate punktide vertikaalnihete kirjeldamiseks, kuna õhurõhu koormus mõjutab ookeani rohkem kui maapinda. Seetõttu tuleb valemi (6) rakendamisel

kasutada liikme \bar{p} kirjeldamiseks täiendavat koefitsienti, mis sõltub ookeani–maa pindala vahekorra 2000 km raadiuses vaadeldava punkti ümber (Plag ja Van Dam, 2002).

Valemi (6) põhjal arvutatud keskmine atmosfääri koormusest põhjustatud vertikaalnihe geodünaamiliste polügoonide vaatlusperioodi kohta on -55 mm. Seega on otse valemist (6) arvutatud nihe umbes 18 korda suurem kui empiirilise mudelist saadud väärtus. See on põhjendatav just eespool toodud ookeani–maa pindala suhte arvestamise vajadusega uuritavast territooriumist 2000 km raadiuses. Antud geodünaamiliste polügoonide puhul on see vahekord umbes 1:3. Rakendades nimetatud koefitsienti, saame atmosfääri koormusest põhjustatud vertikaalnihkeks 20 mm, mis langeb kokku ka Van Dam jt (2002) arvutatud globaalse atmosfääri koormuse geofüüsikalise mudeliga, kuid jääb ikka empiirilistest väärtustest ligikaudu 7 korda suuremaks. Põhjus võib olla selles, et globaalsete geofüüsikaliste mudelite maksimaalsed koormuse väärtused on arvutatud õhurõhu muutuse ligikaudu 2-nädalase perioodi kohta. Aastase perioodiga koormuste signaalide väärtusteks on hinnatud kuni 3 mm (Van Dam jt, 2002), mis ühtib ka antud töös saadud empiiriliste väärtustega.

Lump (1970) ja Vallner ning Želnin (1973) on samuti arvutanud õhurõhu koormuse parandeid nivelleeritud kõrguskasvudele Põltsamaa–Lelle nivelleerimistrassil 1961, 1964 ja 1969. a kordusnivelleerimiste ja õhurõhu väärtuste põhjal. Saadud parandid jäid Lump'il vahemikku -7,8...8,6 mm ja Vallneril ning Želninil vahemikku -1,94...+0,90 mm. Vallner (1978) on uurinud põhjalikumalt õhurõhu mõju nivelleerimistulemustele ja maapinna vertikaalliikumistele. Ta on leidnud, et atmosfääri koormuse põhjustatud maapinna vertikaalliikumised on küll suured, kuni 3 mm, kuid õhurõhu muutus nivelleerimiste täpsusele erilist mõju ei avalda ja on täheldatav peamiselt polügooni sulgemisvea kaudu. Vallneri ja Želnini ning Vallneri uurimustes saadud õhurõhu koormuse maksimumväärtused jäävad käesoleva uurimuse käigus leitud õhurõhu koormuse maksimumväärtuste piiridesse.

Hüdroloogilise koormuse globaalseid mudeleid on hakatud looma alles viimasel ajal. Teada-tuntud on küll põhjavee taseme alanemisest põhjustatud lokaalne maapinna vajumise efekt. Van Dam jt (2001) on oma töös andnud kontinentaalsete veevarude muutusest põhjustatud maapinna vertikaalnihete mudeli, mis on arvutatud kasutades Green'i funktsiooni konvolutsiooni globaalse pinnavee mudeliga, misjärel on saadud vertikaalnihkeid võrreldud 147 GPS püsijaama kõrguse hälvetega üle maailma.

Eestis peaksid hüdroloogilisest koormusest põhjustatud maapinna vertikaalnihete maksimumväärtused vastavalt Van Dam jt (2001) mudelile jääma vahemikku 9–12 mm. Antud töö tulemuste põhjal on hüdroloogilise koormuse mõju Eestis maksimaalselt -2,9...14,4 mm, mis ühtib üldjoontes ka globaalse mudeli väärtustega.

Nimetatud koormuse efektide hindamine empiiriliste meetoditega on seda usaldusväärsem, mida pikemat vaatlusrida kasutatakse. Seetõttu annab parimaid tulemusi pidevate mõõtmismeetodite, nagu GPS ja VLBI mõõtmiste andmete kasutamine. Kahjuks katkesid kordusmõõtmised Eesti geodünaamilistel polügoonidel riigipoolse finantseerimise lõpetamise tõttu 1988. aastal, mis tekitas korvamatut kahju geodünaamiliste uuringute läbiviimisele. Õnneks on nimetatud polügoonid hästi säilinud, seega oleks viimane aeg uuesti alustada kordusmõõtmisi.

Kirjandus

- Demoulin, A., 2004. Reconciling geodetic and geological rates of vertical crustal motion in intraplate regions. *Earth and Planetary Science Letters*, 221, 91–101.
- IERS Conventions 2003. IERS Technical Note; No 32. Dennis D. McCarthy and Gerard Petit (eds.). Verlag des Bundesamtes für Kartographie und Geodäsie, Frankfurt am Main 2004. 72–91.
- Lump, N., 1970. Vlijaniye atmosfernih vozdušnih mass na izmenenije uskorenija silō tjažesti i na deformatsiju zemnoi korō. Avtoreferat dissertatsii na soiskaniye utšenoī stepeni kandidata fiziko–matematitšeskih nauk. Akademiya Nauk SSSR, Institut Fiziki Zemli imeni O. J. Šmidta, Tallinn, 12 (vene k).
- Plag, H.–P., Van Dam, T., 2002. Solid earth deformation and gravity changes due to surface loading: Status and scientific problems. Paper presented on IERS Workshop on Combination Research and Global Geophysical Fluids. Workshop in Munich, 18–21 November 2002. 22.
- Rabbel, W., Schuh, H., 1986. The influence of atmospheric loading on VLBI experiments, *J. Geophys.*, 59, 164–170.
- Rabbel, W., Zschau, J., 1985. Static deformations and gravity changes at the Earth's surface due to atmospheric loading. *J. Geophys.*, 56, 81–99.
- Sildvee, H., 2001. Eesti geodünaamilisest polügoonist. *Geodeet nr 23(47)*, Tartu, 14.
- Torim, A., Sildvee, H., 2002. Eesti geodünaamilised polügoonid. *Geodeet nr 26(50)*, Tartu, 14–18.
- Vallner, L., Želnin G., 1973. O dostovernosti vōvodov skorostei sovremennōh dviženii zemnoi korō. Sovremennōje dviženija zemnoi korō na geodinamitšeskih poligonah. Meždūvedomstvennōi geofizitšeskii komitet pri Prezidiume AN SSSR, Alma–Ata, 178–184 (vene k).
- Vallner, L., 1978. Izutšeniye blokovogo haraktera sovremennōh dviženii territorii Estonii geodezitšeskim metodom. Avtoreferat dissertatsii na soiskaniye utšenoī stepeni kandidata tehniitšeskih nauk, Moskva, 16 (vene k).
- Vallner, L., Sildvee, H., Torim, A., 1988. Recent crustal movements in Estonia. *Journal of Geodynamics* 9, 215–223.
- Van Dam, T. M., Wahr, J., 1987. Displacements of the Earth's surface due to atmospheric loading: Effects on gravity and baseline measurements. *J. Geophys. Res.*, 92, 1282–1286.
- Van Dam, T. Plag, H.–P., Francic, O., Gegout, P., 2002. CGFC Special Bureau for Loading: Current Status and Plans. Paper presented on IERS Workshop on Combination Research and Global Geophysical Fluids. 18–21 November 2002. 16.
- Van Dam, T., Wahr, J., Milly, P. C. D., Shmakin, A. B., Blewitt, G., Lavallee, D., Larson, K. M., 2001. Crustal displacements due to continental water loading. *Geophys. Res. Lett.*, 28, 4, 651–654.

Influence of Atmospheric and Hydrological Loading on Vertical Displacements of the Earth's Surface in Estonia on the Example of the Navesti and Põltsamaa–Lelle Geodynamic Networks

Tarmo Kall

Institute of Forestry and Rural Engineering, Estonian University of Life Sciences

Summary

Since the 1960s, four geodynamic monitoring networks were established in Estonia (Navesti, Paluküla, Viru–Nigula and Põltsamaa–Lelle). The purpose of the establishment of these networks was to study the vertical crustal movements in the areas of geological faults. In these networks the geodetic and gravimetric repeated measurements were performed with the measurement interval of 3–5 years.

Vertical displacements of the benchmarks were calculated based on repeated levellings. The Paluküla and Viru–Nigula geodynamic networks were neglected in the current study because the displacements were small and repeated measurement series were also short in these networks. Atmospheric pressure and precipitation data corresponding to levelling epochs were obtained from the meteorological stations of EMHI surrounding the geodynamic networks. Atmospheric pressure and precipitation values were interpolated to the benchmarks of geodynamic networks and changes in pressure and precipitation of the individual benchmarks were calculated. Displacements and corresponding changes in atmospheric pressure and precipitation were modelled by the third-degree polynomial fitting. Regression analysis between the modelled displacements and changes in atmospheric pressure and precipitation were performed for obtaining loading models.

The obtained loading values were compared with earlier studies in Estonia and with global geophysical loading models. Generally, the obtained loading models coincide well with previous studies. To evaluate the loading signals it is important to have as long observation series as possible. Better results are obtained with continuous observation techniques (GPS, VLBI). Therefore, an irreversible damage to the studies of loadings was done with the discontinuing of repeated levellings in geodynamic networks of Estonia in 1988.

Õhusaaste leviku mudeli AEROPOL testimine Kincaidi hajumiseksperimenti põhjal

Marko Kaasik

Tartu Ülikooli keskkonnanäüüsika instituut

1. Sissejuhatus

Käesolev töö on järjekordne samm mudeli AEROPOL testimisel rahvusvahelise initsiatiivi “Harmonisation within Atmospheric Dispersion Modelling for Regulatory Purposes” (Atmosfäärse hajumise mudelite harmoniseerimine reguleerimise eesmärkidel) raames koostatud mudelite testimise andmestiku (*Model Validation Kit*, vt Olesen, 1994) põhjal. Varem on mudelit AEROPOL testitud kahe väiksema osa põhjal sellest, mille moodustavad Lilleströmi ja Kopenhaageni hajumiseksperimenti tulemused (Kaasik, 2000; Kaasik ja Kimmel, 2004). Mõlemad mudelarvutused andsid rahuldava kooskõla eksperimentiga võrreldes viie mudeliga, mille arvutused on kättesaadavad varasemast ajast (Olesen, 1995). Selles artiklis on võrreldud mudeli AEROPOL tulemusi Kincaidi hajumiseksperimenti tulemustega, mis on eksperimenti läbiviijate poolt klassifitseeritud *Quality 3* kategooriasse, st kõige vähem ebamäärasust sisaldavad tulemused.

Kincaidi hajumiseksperiment viidi läbi aastatel 1980–81 USA-s preeriavööndis asuva Kincaidi soojuselektrijaama ümbruses, mille 187 meetri kõrgusest korstnast väljuvatele suitsugaasidele lisati väävelheksafluoriidi (SF_6). Selle kontsentratsiooni mõõdeti punktides, mis paiknesid allatuult tuulega risti erinevatel kaugustel korstnast olevatel kaartel. Väljundsuurusteks, millega mudelarvutusi võrreldakse, on iga kaare tunnikeskmine maksimumkontsentratsioon. *Quality 3* andmestik on eristatud subjektiivse klassifikatsiooni põhjal (Olesen, 1994), kriteeriumiteks on maksimumi ühesus ja paiknemine kaare keskosas (mitte servas, kus ei ole selge, kas kontsentratsiooni tõus jätkub kaarest väljaspool).

Mudel AEROPOL on Gaussi jaotusega saastejoo mudel, mis on välja töötatud esmalt Tartu Observatooriumis ja mille arendamine ning testimine jätkub Tartu Ülikooli keskkonnanäüüsika instituudis (Kaasik ja Kimmel, 2004, eesti keeles vt Kaasik ja Rõõm, 1995). Arvesse võetakse saasteaine joo peegeldumist ja osalist neeldumist aluspinnal, märgsadenemist ning joo algtoosu ümbritsevast kõrgema temperatuuri ja korstnast väljumise algkiiruse tõttu. AEROPOL on algselt välja arendatud lähtuvalt põlevkivi-elektrijaamade hajumisarvutuse vajadustest, seega Kincaidi juhule lähedaste korstna parameetrite jaoks. Mudelit on rakendatud keskkonnamõjude hindamistes (Liblik jt, 2002) ja Narva Elektrijaamade lendtuha sadenemisarvutustes (Sofiev jt, 2003) ning laiendatud linnasaaste (sh liiklussaaste) hajumisarvutuste jaoks (Kimmel ja Kaasik, 2003). Narva Elektrijaamade juhul leiti rahuldav kooskõla mõõdetud sadenemisvoogudega, kuid otsene võrdlus kõrgest korstnast väljunud kuumas suitsujoas hajunud gaasi kontsentratsioonidega maapinnal siiani puudus. Järgnevalt püütakse selgitada, kui suur on sellise hajumisarvutuse täpsus ja millistel tingimustel võivad tekkida suurimad vead.

2. Põhikontseptsioonid

2.1. Mudel

Mudel AEROPOL on kohaliku saastelevi mudel. See põhineb Gaussi jaotusega saastejoal, mis piirkihis levides peegeldub aluspinnalt ja piirkihti ülalt piiravalt inversioonikihilt, üksikasjalikum kirjeldus vt Kaasik ja Kimmel (2004).

Korstnast välja juua joa algtõus arvutatakse, lähtudes Briggs'i empiirilistest valemite (Stern, 1984). Tõusu arvutus põhineb ujuvusvool F , mille arvutusvalem on

$$F = \frac{g w_s D^2 (T_s - T)}{4 T_s}, \quad (1)$$

kus D , w_s ja T_s on vastavalt korstna diameeter, suitsugaaside väljumiskiirus ja temperatuur. T on välistemperatuur (absoluutsed temperatuurid). Allikast kaugenedes tõuseb juga järk-järgult, selle telg omandab kaugusel x (km) kõrguse

$$H(x) = H_0 + \frac{160 F^{1/3} x^{2/3}}{u}, \quad (2)$$

kus H_0 on korstna kõrgus meetrites ja u on tuule kiirus korstnaava kõrgusel (m/s).

Joa lõplik tõus $\Delta H = H - H_0$ arvutatakse valemist

$$\Delta H = \frac{21,425 F^{3/4}}{u}, \quad (3)$$

kui $F < 55 \text{ m}^4/\text{s}^3$ ja valemist

$$\Delta H = \frac{38,71 F^{3/5}}{u}, \quad (4)$$

kui $F > 55 \text{ m}^4/\text{s}^3$.

Valemid (3) ja (4) tuletati katseandmetest, mille puhul ujuvusvoog ei ületanud $1000 \text{ m}^4/\text{s}^3$ (Pasquill ja Smith, 1983). Narva elektriijaamade ümbruses läbi viidud uuringute tulemusena selgus, et arvatavasti annavad valemid (3), (4) suuremate ujuvusvoogude korral liiga kõrgeid joa tõusud. Seetõttu asendati need valemid AEROPOL-is ühe valemiga, mis 10% täpsusega annab sarnased tulemused valemite (3), (4) esialgses määramispiirkonnas, kuid algtõusud $F > 1000 \text{ m}^4/\text{s}^3$ korral on tunduvalt väiksemad (Kaasik, 2000):

$$\Delta H = \frac{40 [\ln(1 + F)]^2}{(1 + 160/F)^{1/2} u}. \quad (5)$$

Praegune AEROPOL-i versioon võimaldab määrata joa hajumisparameetrid (Gaussi jaotuse standardhälbed sihis x (horisontaalne, tuule suunaga risti) ja z (vertikaalne) kas rutiinsetest maapealsetest meteovaatlustest (tuul, päikese kõrgus, pilvede hulk) või kasutades tajutavat soojusvoogu maapinnalt ja kahe taseme tuulekiirusi. Mõlemal juhul kasutatakse selleks Pasquilli stabiilsusklasse (Pasquill ja Smith, 1983, tabel 6.V). Kuna Kincaidi eksperimentis mõõdeti tajutavat soojusvoogu, siis selles töös kasutatakse viimast

(eeldatavasti täpsemat) meetodit. Stabiilsusklassid tuletatakse nende seosest tuule kiirusega 10 m kõrgusel ja aluspinna soojusvooga (Pasquill ja Smith, 1983, joonis 6.1).

AEROPOL-is on kasutusel erinevad valemid hajumisparameetrite arvutamiseks sõltuvalt allika kõrgusest ja maastikust. Väikeste ja madalate väljalaskude jaoks kasutatakse Briggs'i hajumisparameetreid linna ja maa juhu jaoks (Pasquill ja Smith, 1983, tabel 6.VI C), kõrgete korstnate (50 m ja rohkem, st ka Kincaid) korral aga Brookhaveni parameetreid (Smith, 1968). Nendel parameetritel on üldkuju $\sigma_y = ax^p$, $\sigma_z = bx^q$, kus a , b , p ja q on antud tabelis 1.

Tabel 1. Koefitsiendid Brookhaveni hajumisparameetrite arvutamiseks kõrgete korstnate jaoks.

Table 1. Coefficients for calculation of Brookhaven dispersion parameters for high stacks.

Koefitsiendid	Pasquilli stabiilsusklassid			
	A, B, C	D	E	F
a	0,36	0,32	0,31	0,31
p	0,86	0,78	0,74	0,71
b	0,33	0,22	0,16	0,06
q	0,86	0,78	0,74	0,71

2.2. Andmestik

Kincaidi andmestik koosneb 1284 tunni-mõõtekaare kombinatsioonist, olles palju suurem samasse mudelite testimise andmebaasi kuuluvatest Lillestrømi (22 kaar-tundi) ja Kopenhaageni (23 kaar-tundi) hajumiseksperimentide andmetest. Üksnes *Quality 3* osa sellest andmestikust sisaldab 338 kaar-tundi, mida on 15 korda rohkem kui Lillestrømi või Kopenhaageni andmestikus. AEROPOL-i testimiseks kasutati sellest 315 kaar-tundi, sest ülejäänud 23-s on lüngad meteoroloogilistes algandmetes, mida AEROPOL ei saa kasutada ilma ebakindla ekstrapoleerimiseta. Vaatamata sellele võrreldakse AEROPOL-i tulemusi Oleseni (1995) poolt esitatud tulemustega viie varem testitud mudeli kohta, sest 4% andmete puudumine ei saa mõjutada otsustavalt koondtulemusi.

Vaatamata suurele arvule kaar-tundidele ei katnud andmestik hajumistingimuste kogu võimalikku mitmekesisust, vaid ainult neutraalset ja labiilset stratifikatsiooni teatud nihkega labiilse suunas: 107 kaar-tundi kuulub Turneri klassi 4 (ligikaudu neutraalne), 128 klassi 3 (nõrgalt labiilne), 68 klassi 2 (mõõdukalt labiilne) ja 12 klassi 1 (tugevalt labiilne). Klass 1 vaevalt üldse tuleb ette ja ja klass 2 esineb küllaltki harva Eesti laiuskraadil, kus mudelit AEROPOL siiani on testitud (Kincaidi andmestikus toodud Turneri klassid 1–4 vastavad ligikaudu AEROPOL-is kasutatavatele Pasquilli klassidele A–D). Stabiilseid klasse 5 ja 6 kasutatud andmestikus ei esine, kuid need olid küllaltki sagedased AEROPOL-i senises kasutuses. Seetõttu see test ei anna meile täielikku ülevaadet mudeli kasutatavuse kohta. Lisades siia Kopenhaageni (neutraalne stratifikatsioon) ja Lillestrømi (valdavalt stabiilne stratifikatsioon) testide tulemused, saaksime parema ülevaate mudeli AEROPOL kasutatavusest eri ilmastikutingimustes, kuid viimases kahes andmestikus ei ole joa algtõusu, sest väävelheksafluoriid väljutati mastist, mitte korstnaavast.

3. Tulemused

3.1. Standardtest

On olemas teatud standardsed protseduurid, mille abil võrreldakse mudelarvutusi eespool nimetatud andmestikega – Kincaid, Lillström, Kopenhagen (Hanna jt, 1991). AEROPOL-i testimise tulemused, võrreldes viie varem testitud mudeliga, on toodud tabelis 2. Tähistused on järgmised:

- Mean – aritmeetiline keskmine üle andmestiku;
- Sigma – standardhälve üle andmestiku;
- Bias – mõõdetud ja mudeliga arvutatud väärtuste vahe;
- NMSE – normeeritud keskmine standardhälve, arvutatakse valemist

$$NMSE = \frac{(C_0 - C_P)^2}{C_0 C_P}, \quad (6)$$

kus C_0 on mõõdetud ja C_P arvutatud väärtus ja ülakriips tähistab keskmistamist üle andmestiku;

- COR – Pearsoni korrelatsioonikoefitsient mõõdetud ja arvutatud väärtuste vahel;
- FA2 – osakaal kahe korra piirides ehk niisuguste juhtumite osakaal, mille puhul arvutatud väärtus on kaks korda väiksem kuni kaks korda suurem mõõdetust;
- FB – normeeritud nihe (*fractional bias*), mis arvutatakse valemist

$$FB = \frac{\overline{C_0} - \overline{C_P}}{0,5(\overline{C_0} + \overline{C_P})}; \quad (7)$$

- FS – normeeritud standardhälve (*fractional sigma*), mis arvutatakse valemist

$$FS = \frac{\overline{\sigma_{C_0}} - \overline{\sigma_{C_P}}}{0,5(\overline{\sigma_{C_0}} + \overline{\sigma_{C_P}})}. \quad (8)$$

Tabel 2. Statistikud maksimaalsete kontsentratsioonide kohta kaartel (normeeritud heitkogusega, ühik 10^{-9} s/m³).

Table 2. Statistics for maximum arc-wise concentrations (normalised with emission, unit 10^{-9} s/m³).

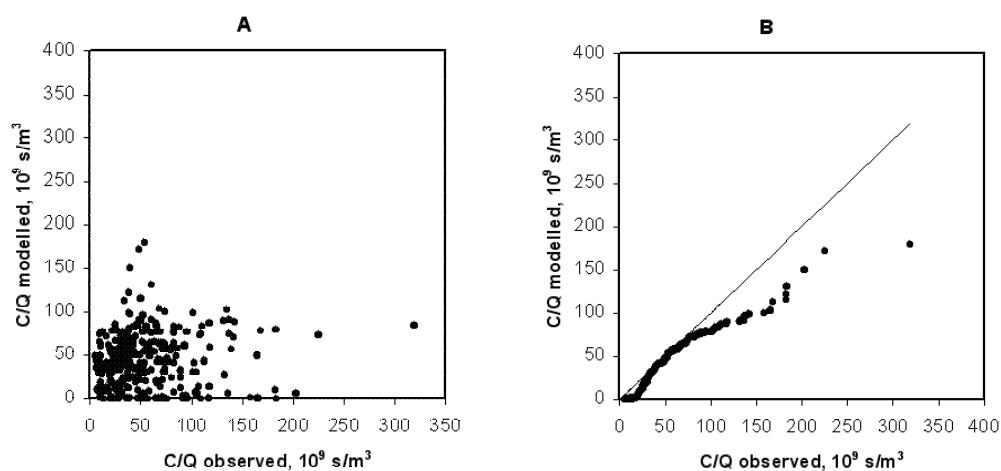
Mudel (päritolumaa, võrdlemise aasta)	Mean	Sigma	Bias	NMSE	COR	FA2	FB	FS
Eksperiment (315 kaar-tundi)*	53,69	40,78	0,0	0,00	1,000	1,000	0,000	0,000
AEROPOL (Eesti, 2005)	42,05	31,90	11,64	1,09	0,126	0,572	0,243	0,244
Eksperiment (338 kaar-tundi) **	54,34	40,25	0,0	0,00	1,000	1,000	0,000	0,000
HPDM (USA, 1994)	44,84	38,55	9,50	0,75	0,441	0,565	0,192	0,043
IFDM (Belgia, 1994)	29,42	26,03	24,92	2,00	-0,132	0,423	0,595	0,429
INPUFF (Rumeenia, 1994)	34,61	26,76	19,72	1,29	0,140	0,497	0,443	0,403
OML (Taani, 1994)	47,45	45,48	6,89	1,24	0,146	0,547	0,135	–
UK-ADMS (UK, 1994)	86,32	103,78	–	2,45	0,228	0,518	–	–

* ainult AEROPOL; for AEROPOL only

** teised mudelid; other models

Kõiki statistikuid arvesse võttes on AEROPOL-i tulemused keskmisel tasemel. Sealjuures ei saa määrata mudelite “üldist paremusjärjestust”, sest kokkulangevus erinevate statistikute põhjal on väga erinev. AEROPOL-i arvutustulemuste keskväärts erineb mõõdetust vähe, osakaal kahe korra piirides on parim ja normaliseeritud keskmise standardhälbe (NMSE) põhjal on AEROPOL paremuselt teine HPDM-i järel. AEROPOL-i tulemuste korrelatsioon mõõtmistulemustega on nõrk, kuid selles osas on veelgi halvem HPDM-i (sama mudel, mille NMSE on parim!) tulemus.

Heitkogusega normeeritud kontsentratsiooni graafik mõõtmise-mudelarvutus teljestikus ei erine kuigi palju Oleseni (1995) poolt esitatud mudelitest (joonis 1). Huvitavaks võtteks arvutust ja eksperimenti võrrelda on kvantiil-kvantiil graafik, millel nii mõõdetud kui arvutatud väärtused on järjestatud kasvavas järjekorras, seega punkt graafikul ei tähistata mitte eksperimentitulemuse ja sellele vastava mudelarvutuse paari, vaid “paari pandud” on teineteisele sisuliselt mittevastavad tulemused suurusjärjestuse alusel (vt ka Olesen, 1995). Selline võrdlus näitab, et AEROPOL “nullib” hulga kontsentratsioone, mis pärinevad korstnale lähedal asuvatelt kaartelt ja ei reprodutseeri adekvaatselt kõrgeimaid kontsentratsioone.



Joonis 1. Vaadeldud ja AEROPOL-iga modelleeritud maksimumkontsentratsioonid kaartel (heitkogusega normeeritud), Kincaidi *Quality 3* andmestik: A – hajuvusgraafik; B – kvantiil-kvantiil graafik (pidevjoon tähistab üks-ühele suhet).

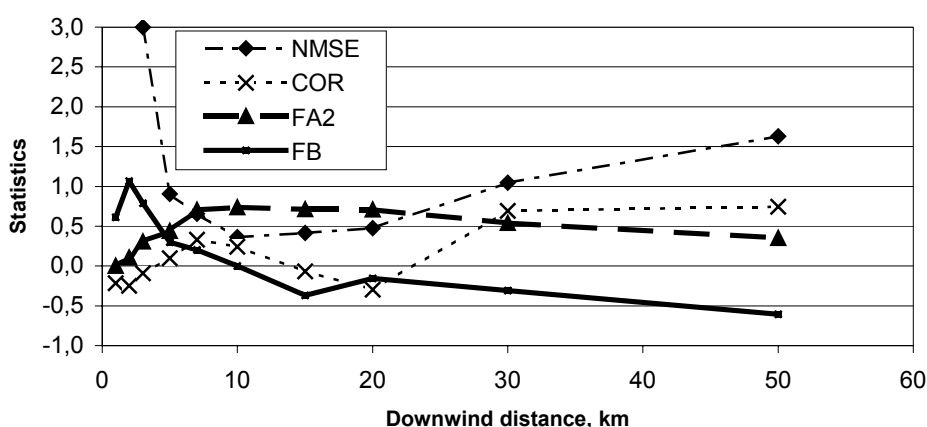
Figure 1. Comparison of observed and modelled (AEROPOL) arc-wise maximum concentrations normalised with emissions, Kincaid *Quality 3* data set: A – scatter plot; B – quantile-quantile plot (solid line marks the one-to-one ratio).

3.2. Mudeli suutlikkus erinevates hajumistingimustes

Quality 3 andmestik jaotati osadeks kauguste põhjal korstnast allatuult. Iga osaandmestik koosneb 20–51 kaar-tunnist, välja arvatud kaugusel 1 km, milles on vaid 7 kaar-tundi. 40 km kaugusel leidis vaid üks kaar-tund, mida ei võetud arvesse. Dimensioonitud statistikud NMSE, COR, FA2 ja FB (vt tabel 2) eri kaugustel on toodud joonisel 2. Normeeritud nihe on suur ja normeeritud keskmine standardhälve eriti suur

väikestel kaugustel, mis näitab, et arvutatud saastejuga, erinevalt mõõdetust, ei jõudnud tavaliselt maapinnale korstnast lähemal kui 3 km. Nii FB kui NMSE ja FA2 näitavad parimat kooskõla kaugustel 2–20 km. Kaugustel 30–50 km on kontsentratsioonid üle hinnatud, tõenäoliselt liiga aeglase hajumise tõttu mudelarvutuses. Väikesed andmemahud ja väike kontsentratsioonide vahemik igas neist võivad mängida olulist rolli korrelatsioonikoefitsientide muutlikkuses.

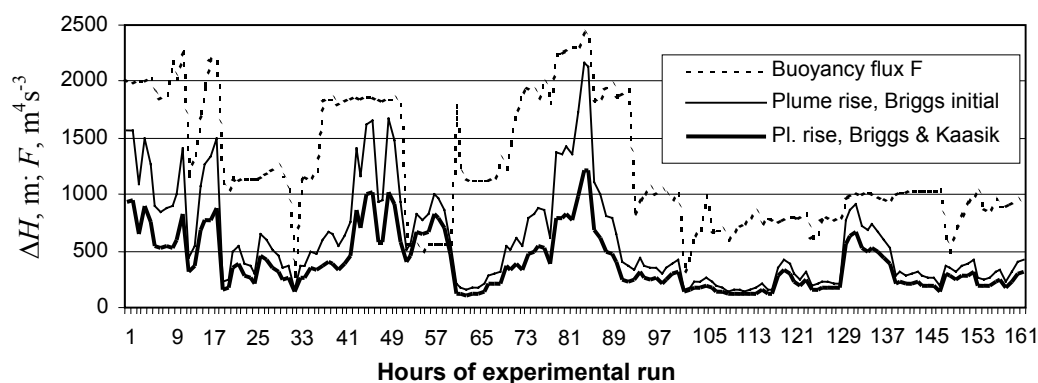
Selgitamaks erinevusi sõltuvalt kaugusest korstnast, uuriti joa tõusu lõppväärtust Briggs'i järgi (valem (4)) ja autori poolt täiustatuna (valem (5)). Selgub, et joa tõus on väga varieeruv. See muutub Briggs'i valemi põhjal vahemikus 100–2000 m ja täiustatud formuleeringus 100–1200 m (joonis 3). Joa tõus sõltub tugevalt atmosfääri termilisest stabiilsusest, kusjuures neutraalsel ja labiilsel juhul toimib sõltuvus tuule kiiruse kaudu (valem (3)) – labiilsel juhul (tugevad konvektsioonivoolud) on tuul nõrgem. Liigitades joa algtõusud Kincaidi andmestikus antud Turneri stabiilsusklasside (1 – kõige labiilsem kuni 4 – neutraalne) põhjal, saame klassidele 1, 2, 3 ja 4 vastavad joa tõusud 635, 732, 415 ja 235 meetrit (vastavalt 3, 25, 61 ja 61 tundi eksperimenti).



Joonis 2. Dimensioonitud statistikud sõltuvalt kaugusest korstnast allatuult, *Quality 3* andmestik.

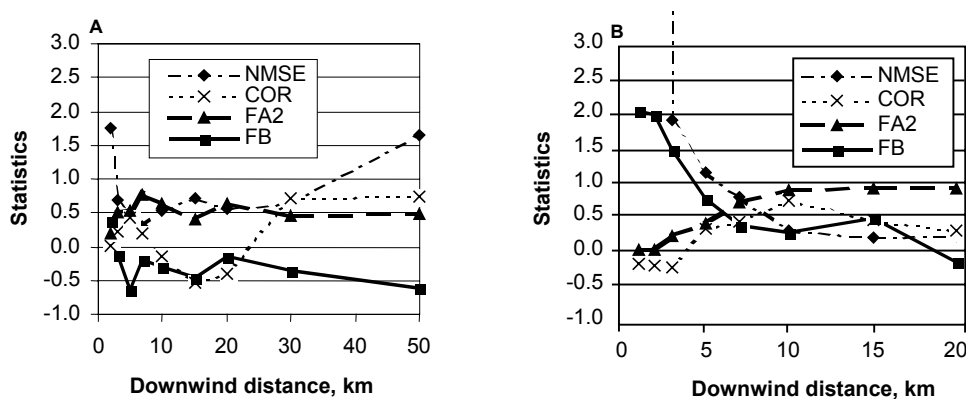
Figure 2. Dimensionless statistics depending on downwind distance, *Quality 3* data set.

Et mõista, kui palju joa tõus mõjutab hajumisarvutuse tulemusi, jaotati *Quality 3* andmestik esmalt kahte ligikaudu võrdsesse ossa tõusu alusel: $\Delta H < 300$ m (keskmine $\Delta H = 198$ m) ja $\Delta H > 300$ m (keskmine $\Delta H = 643$ m) ja seejärel osaandmetikeks kauguse põhjal korstnast. Tulemused on toodud joonisel 4. Selgub, et “madalate jugade” korral on kontsentratsioonid mõõdukalt üle hinnatud kõikjal, peale allika vahetu läheduse. Sellest tekib mulje, et modelleeritud (vähemalt vertikaalne) hajumine on veidi liiga nõrk ligikaudu neutraalse stratifikatsiooni tingimustes. Tugevalt negatiivset korrelatsiooni keskmistel kaugustel korstnast tuleb selgitada edaspidiste uuringutega – see võib tuleneda modelleeritud kontsentratsiooni maksimumi süstemaatiliselt valest asukohast võrreldes mõõdetuga. “Kõrge joa” graafik kordab kõiki kogu andmestiku põhjal arvutatud statistikute käigu iseärasusi, kuid kooskõla eksperimendiga on parem kaugustel 10–20 km.



Joonis 3. Ujuvusvoog ja joa tõus Briggs'i esialgsete valemite (3), (4) ning Briggs'i ja Kaasiku (5) järgi.

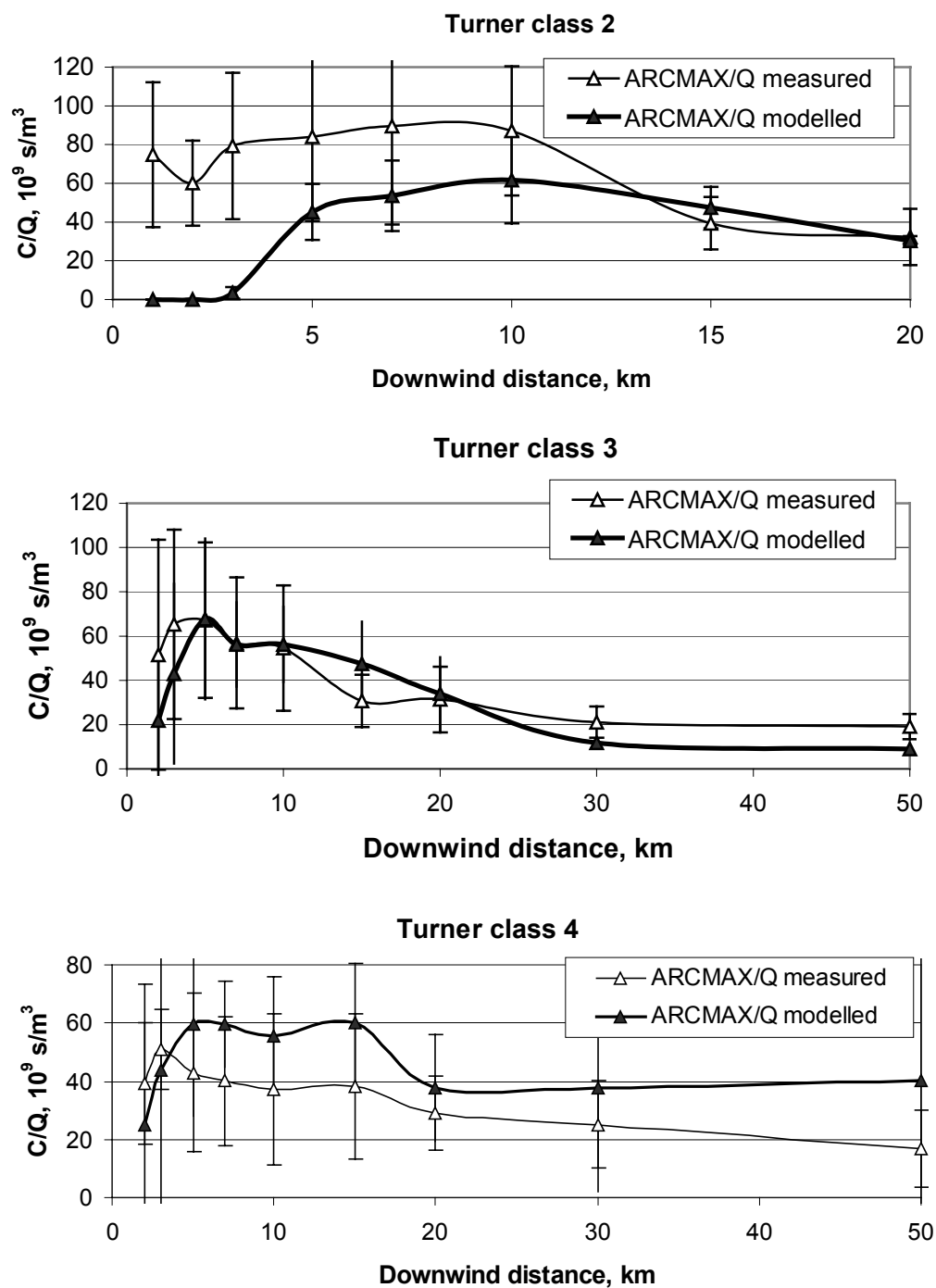
Figure 3. Buoyancy flux and plume rise by Briggs initial formulae (3), (4) and Briggs and Kaasik (5).



Joonis 4. Dimensioonitud statistikud sõltuvalt kaugusest korstnast allatuult, *Quality 3* andmetsik: A – juhud, mil $\Delta H < 300$ m (153 kaar-tundi), B – juhud, mil $\Delta H > 300$ m (161 kaar-tundi).

Figure 4. Dimensionless statistics depending on downwind distance, *Quality 3* data set: A – cases with $\Delta H < 300$ m only (153 arc-hours); B – cases with $\Delta H > 300$ m only (161 arc-hours).

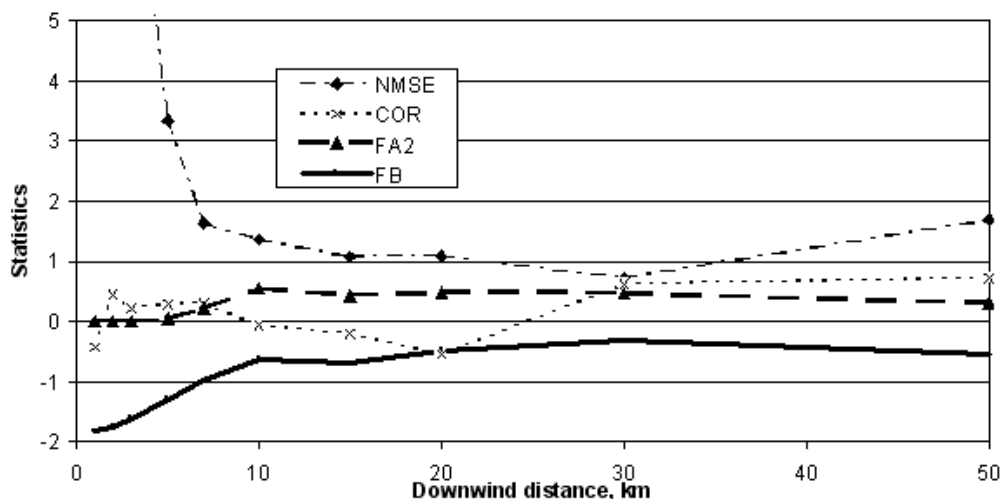
Vaatleme maksimumkontsentratsioone kaartel korstnast allatuult (joonis 5). Vaatamata suurele muutlikkusele iga klassi sees (veapiirid näitavad standardhälvet) on selge, et mõõdukalt ebastabiilsetes tingimustes (klass 2) on mudel täiesti ebaadekvaatne kaugustel 1–3 km, näidates et juga ei jõua maapinnani lähemal kui 5 km korstnast. Alates kaugusest 10 km on mudel küllaltki täpne. Allika lähedal on mudel adekvaatsem kergelt labiilse (klass 3) ja ligikaudu neutraalse (klass 4) stratifikatsiooni korral, aga viimasel juhul on modelleeritud maksimumid kaartel süstemaatiliselt (kuigi mitte rängalt) üle hinnatud alates 5 km kaugusest.



Joonis 5. Maksimaalsed normeeritud kontsentratsioonid kaartel sõltuvalt kaugusest korstnast allatuult, Turneri stabiilsusklassid 2–4.

Figure 5. Arc-wise maximal normalised concentrations depending on downwind distance, averaged for Turner stability classes 2–4.

Et uurida joa kõrguse mõju maapinnalähedastele arvutatud modelleeritud kontsentratsioonidele, viidi läbi arvutus AEROPOL-iga ilma joa tõusuta, kuid selle tulemuseks olid rängalt ülehinnatud kontsentratsioonid: 5–20 korda korstna läheduses ja umbes kaks korda 10 km kaugusel ja kaugemal (joonis 6), näidates, et tegelikult on juba ilmselt lähemal valemist (5) arvutatud kõrgusele kui korstna kõrgusega määratud “nulljoonele”. Kõik selle arvutuse statistikud alates kaugusest 15–20 km on lähedased joa tõusuga tehtud arvutustele, mis näitab, et neil kaugustel on lisand piirkihi paksuse ulatuses hästi segunenud ja seetõttu sõltub kontsentratsioon põhiliselt horisontaalsest hajumisest.



Joonis 6. Dimensioonitud statistikud sõltuvalt kaugusest allatuult, *Quality 3* andmestik, joa tõusu ei ole arvesse võetud.

Figure 6. Dimensionless statistics depending on downwind distance, *Quality 3* data set, no plume rise taken into account.

4. Arutelu ja järeldused

Briggs'i valemid (3), (4) hindavad tugevalt üle joa algtõusu suurtest korstnatest, millest väljuvate suitsugaaside ujuvusvoog on suure hulga ja kõrge temperatuuri tõttu väga suur. Nähtavasti on see väide labiilse stratifikatsiooni korral õige isegi täiustatud formuleeringu (5) kohta.

Gaussi jaotusega saastejoa mudeliga arvutades võivad seega küllaltki väikesed vead joa tõusu arvutustes hävitada mudelarvutuse täpsuse hoolimata sellest, et muud parameetrid on täpsed ja omavahel heas kooskõlas. Oht on suurim siis, kui joa tõus on samas suurusjärgus korstna kõrgusega või suurem. Selle teadmise kinnituseks on nüüd viidud läbi arvutused suure ja kõrgekvaliteedilise algandmestikuga.

Kuna mudeli AEROPOL varasem kasutus puudutab põhiliselt stabiilset ja ligikaudu neutraalset stratifikatsiooni, siis eespool toodud tulemused ei ole “hädasignaal” selle mudeli kasutajatele, kuid need tulemused tuleb arvesse võtta mudeli edasiarendamisel.

Tulemused julgustavad edasiste uuringutele, et varieerida vertikaalsete ja horisontaalsete hajumisparameetrite ja joa tõusu arvutusskeeme, leidmaks parima kooskõla Kincaidi andmestikuga. Ilmselt on ühed hajumisparameetrid kõigi labiilse piirkihi juhtude (vt tabel 1) jaoks liiga suur lihtsustus isegi kõrgelt väljuva suitsujoa jaoks.

Peamised ideed on: (1) vähendada joa tõusu labiilse piirkihi korral ja (2) varieerida hajumisparameetreid Pasquilli stabiilsusklasside A–D (labiilne – ligikaudu neutraalne) jaoks.

Kirjandus

- Hanna, S. R., Strimaitis D. G., Chang, J. C., 1991. Hazard Response Modelling Uncertainty (A Quantitative Method). 1., Sigma Research Corporation, Westford, MA, 71 pp.
- Kaasik, M., 2000. Validation of models AEROFOUR and AEROPOL using the model validation kit established at Mol. *Int. J. Environment and Pollution*, 14, 1–6, 160–166.
- Kaasik, M., and V. Kimmel, 2004. Validation of the improved AEROPOL model against the Copenhagen data set. *Int. J. Environment and Pollution*, 20, 1–6, 114–120.
- Kaasik, M., Rõõm, R., 1995. Õhusaaste hajumismudelid (Air pollution Dispersion models), Eesti Füüsika Seltsi Aastaraamat 1995, Eesti Füüsika Selts, Tartu, 183–192.
- Kimmel, V., Kaasik, M., 2003. Assessment of urban air quality in south Estonia by simple measures, *Environmental Modelling and Assessment*, 8, 47–53.
- Liblik, V., Rätsep, A., Pensa, M., Arro, A., Kaasik, M., Maalma, K., 2002. Eesti Elektri jaama 8. Ploki ja Balti Elektri jaama 11. ploki renoveerimisprojekti keskkonnamõju hindamine. I osa, keskkonnamõju hindamise (KMH) aruanne, Töö nr 26–02.EE. TPÜ Ökoloogia Instituut, Jõhvi, 110 lk. <http://www.energia.ee/documents/ac7b3d04da5e93e.doc>.
- Olesen, H. R., 1995. The model validation exercise at Mol: overview of results, Workshop on Operational Short-range Atmospheric Dispersion Models for Environmental Impact Assessment in Europe, Mol, Nov. 1994. *Int. J. Environment and Pollution*, 5, 4–6, 761–784.
- Olesen, H. R., 1994. Model Validation Kit for the workshop on Operational Short-Range Atmospheric Dispersion Models for Environmental Impact Assessments in Europe. NERI, Roskilde, Denmark, 32 pp.
- Pasquill, F., F. B. Smith, 1983. *Atmospheric Diffusion*. Ellis Horwood Ltd., Chichester, 438 pp.
- Sofiev, M., M. Kaasik and M. Hongisto, 2003: Distribution of alkaline particles over the Baltic Sea basin. *Water, Air, and Soil Pollution*, 146, 211–223.
- Smith, M., 1968. Recommended guide for the prediction of the dispersion of the airborne effluents. New York, The American Society of Mechanical engineers.
- Stern, A. C., R. W. Boubel, D. B. Turner, Fox, D. L., 1984. *Fundamentals of air pollution*. Orlando, 544 pp.

Validation of the AEROPOL Model against the Kincaid Dispersion Experiment

Marko Kaasik

Institute of Environmental Physics, University of Tartu

Summary

The AEROPOL model (Estonia) was earlier validated against the Lillestrøm and Copenhagen data sets of Model Validation Kit (Olesen, 1994) of the Initiative on "Harmonisation within Atmospheric Dispersion Modelling for Regulatory Purposes" with a moderate success (Kaasik, 2000, Kaasik and Kimmel, 2004). The validation of this model against the largest of data sets included into Model Validation Kit, the Kincaid experiment (dispersion of a passive tracer from a high stack with a highly buoyant plume), is presented here. The validation exercise must answer to the question, how the AEROPOL model, specially developed for high-latitude conditions, performs in a dominating strong convection, which is the case of the Kincaid experiment.

It was found that the modelling results are heavily sensitive to the way, how the initial rise of a plume is treated. When neglecting the initial rise completely, the AEROPOL model overestimates the maximum arc-wise concentrations even by an order of magnitude. When the plume rise formulation by Briggs, updated by Kaasik for highly buoyant plumes (Eq. (5)), is applied, the very low concentrations near the stack suggest that plume rise is overestimated for unstable stratification and possibly, the dispersion of the plume is underestimated for distances more than 10 km from the stack. Due to steeper dependency on the buoyancy flux, even higher plume rises are expected for a model applying initial Briggs' formulation (3), (4).

The AEROPOL model performs fairly at level with the five models validated earlier (Olesen, 1995), see Table 2, but the results of that model validation study suggest that the further development of AEROPOL for unstable boundary-layer stratification is needed, including a revision of buoyant plume rise formulation and a more flexible computation scheme for dispersion parameters.

Läänemere nivoopinna määramine GPS-meetodil ja selle võrdlemine Põhjamaade gravimeetrilise geoidiga NKG04

Aive Liibusk, Harli Jürgenson, Natalja Morozova

Eesti Maaülikooli metsandus- ja maaehitusinstituudi geomaatika osakond

1. Sissejuhatus

Geoid on nivoopind, mis ühtib maailmamere häirimata veepinnaga. Tänapäeval arvutatakse geoid reeglina Maa raskuskiirendusandmete kaudu, kus kasutatakse raskuskiirenduse normaalvälja ja mõõdetud väärtuste erinevusi. Maapinnal saab geoidi võrrelda nivelleerimis- ja GPS-mõõtmiste andmetega, sest GPS-meetodil saame kõrguse referentspinnast, nivelleerides aga nivoopinnast. Saadud vahet nimetatakse mõõdetud ehk geomeetriliseks geoidiks.

Merel tuleb geomeetrilise geoidi kõrguse saamiseks kasutada teistsugust meetodit. Merel on võimalik vaadelda veepinna kõrguste muutusi, kasutades laevale asetatud kõrgtäpset GPS-vastuvõtjat, mis salvestab andmeid sekundilise intervalliga. Võttes arvesse hetkelise veepinna kalde nivoopinna suhtes, saab määrata nivoopinna muutusi sõltumatul meetodil, mis on gravimeetriliste mõõtmiste kontrolliks.

2004. a arvutati Taani Kaardi- ja Katastriameti poolt välja Põhjamaade gravimeetriline geoid NKG04 (Forsberg jt, 2004b), milleks kasutati kombineeritult CHAMP ja GRACE satelliitide ning maapealsete gravimeetriliste mõõtmiste andmeid. NKG04 paremaks kokkulangemiseks Läänemere nivoopinna, lisasid taanlased geoidile konstandi 35 cm (Forsberg jt, 2004a).

Antud töö eesmärgiks oli mere nivoopinna määramine GPS-meetodil ning saadud tulemuste võrdlemine taanlaste poolt arvutatud gravimeetrilise geoidiga NKG04.

Vaatluse all oli kaks Läänemere piirkonda, kus geoid muutub kõige enam (Paldiski–Kapellskär trass ja Tallinn–St. Peterburg trass). GPS-mõõtmised viidi läbi 2004. a juunis, novembris ja detsembris. Mõõtmiste hetkel olnud veepinna kalde kõrvaldamiseks kasutati mareograafide andmeid.

Esimesele trassile jäi kaks suuremat geoidi pinna muutust, üks neist Hiiumaast 30 km kaugusel põhjas, kus geoidis on 1 m “kühm” ning viimasest 122 km lääne pool asub “lohk” sügavusega 0,8 m (joonis 1). Mõõtmiste teostamine Tallinn–St. Peterburg trassil pakkus erilist huvi, kuna Soome lahe idaosa kohta gravimeetrilised andmed puuduvad ning Põhjamaade geoid on selle piirkonna jaoks ekstrapoleeritud. Taanlaste andmetele tuginedes langeb geoid Tallinn–St. Peterburg suunal 3,5 m (Tallinnas on geoidi kõrgus 18,0 m, Soome lahe idaosas 14,5 m).

2. Mõõtmised

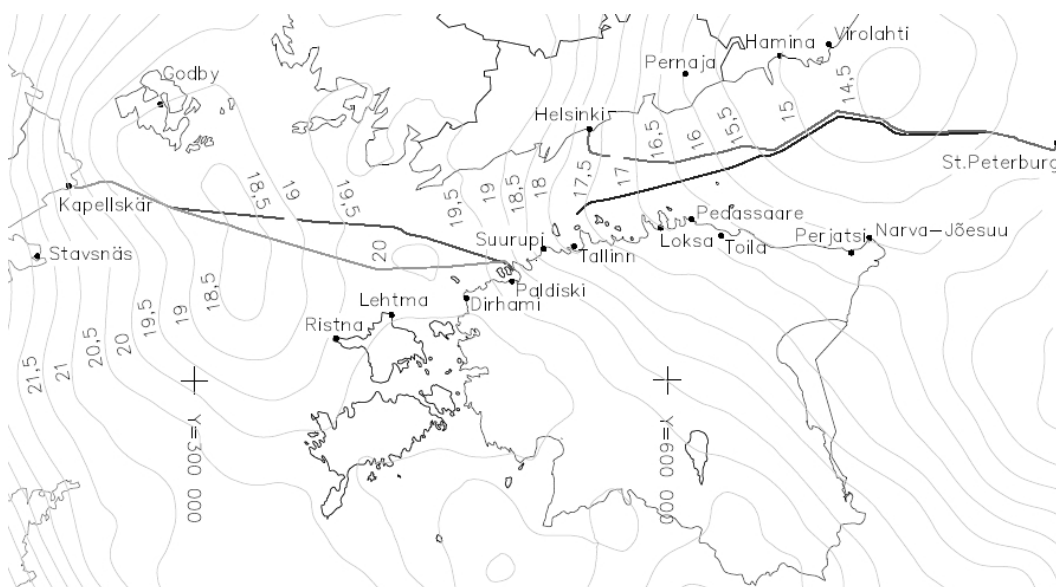
Eelpool nimetatud piirkondade mõõdistamiseks kasutati parvlaevaliine Paldiski–Kapellskär ja Tallinn–St. Peterburg–Helsingi–Tallinn (joonis 1). Tänu “M/S Vana Tallinn” ja “M/S Romantika” kaptenite vastutulelikkusele õnnestus kahesageduslik Trimble 5700 GPS-vastuvõtja asetada mõlemal laeval ahtri kuuendale tekile, kus horisont oli avatud 80% ulatuses. Liikuvjaama töö juhtimiseks kasutati väliarvutit TSCe.

Trassi mõõtmiseks on võimalik kasutada kahte GPS-mõõtmisviisi: reaajas mõõtmine (RTK) ja kinemaatiline mõõtmine. 2004. a juunikuus läbiviidud mõõtmisel Paldiski–Kapellskär trassil kasutati RTK-mõõtmist, mis osutus Eesti rannikuvetes efektiivseks seni kuni oli võimalik kasutada EMT-leviala. RTK-mõõtmistel on GSM-side vajalik GPS-parandite edastamiseks GPS-baasjaamast liikuvjaama. Mobiilside leviala limiteerituse tõttu teostati järgnevad mõõtmised ainult kinemaatiliselt.

2.1. Paldiski–Kapellskär trass

Paldiski–Kapellskär trassil olev geoidi “kühm” ja “lohk” olid laevaga väga hästi ületatavad (joonis 1, vasakpoolne alumine trass). Esimesed mõõtmised toimusid 2004. aasta juunis. Täpsuse ja kontrolli huvides paigutati baasjaamad (kahesageduslikud GPS-vastuvõtjad Trimble 5700 ning Zerphir Geodetic antennid) kahte kohta: Dirhami sadama territooriumile ja Tahkuna tihendusvõrgu punktile. Baasjaamade asukoht valiti arvestusega, et baasjoone pikkus laevani oleks võimalikult lühike, horisont avatud ning tagatud jaamade turvalisus.

Reaalajas õnnestus mõõtmisi teostada alates Paldiskist kuni Tahkunani, kasutades Dirhami baasjaama. Salvestamise intervall mõlema mõõtmisviisi korral oli 2 sekundit, et hiljem elimineerida lainetuse mõju. Kogu trassil, edasi-tagasi, salvestati kokku üle 13 000 punkti.



Joonis 1. Gravimeetriline geoid NKG04 ja mõõdetud trassid.

Figure 1. Gravimetric geoid NKG04 and the surveyed ferry

Mõõtmise hetkel olnud veepinna kalde parand leiti trassile, kasutades Ristna, Paldiski ja Dirhami veemõõdujaamade andmeid. Ristnast saadud veeandmete salvestusintervall oli 6 h, Paldiskis ja Dirhamis 12 h. Veemõõduandmete arvulised väärtused on detailselt toodud N. Morozova magistritöös (Morozova, 2005).

Nimetatud trassi teistkordsel mõõtmisel, 2004. a 6.-7. novembril kasutati ainult kinemaatilist mõõtmisviisi. Tänu kinemaatilisele mõõtmisele sai hilisema andmetöötluse käigus lisaks Lehtma (Hiiumaa põhjatipus) sadamasse paigaldatud GPS-baasjaama andmetele kasutada ka kahe Soome (Hanko ning Godby) GPS-püsijaama andmeid. Salvestusintervalliks Trimble 5700 GPS-vastuvõtjates määrati sel korral 1 sekund.

Novembrikuisel mõõtmisel koguti ilmastiku ja veetaseme muutuse andmeid Ristna ja Lehtma (andmete salvestusintervall 6 h), Dirhami ja Paldiski (12 h) ning Stockholm (2 h) veemõõdujaamadest.

2.2. Tallinn–St. Peterburg trass

13.-14. detsembril 2004. aastal mõõdeti veepinna muutust Tallinn–St. Peterburg trassil (joonis 1, parempoolne alumine trass). GPS-baasjaamad asusid Pedassaares, Perjatsis ning Virolahtis (Soome). Andmete salvestusintervalliks määrati 1 sekund. Punkte kogunes ühel suunal üle 36 000.

Veemõõduandmeid koguti seitsmest veemõõdujaamast: Loksa, Kunda, Toila, Narva-Jõesuu, Hamina, Helsinki, Hanko. Andmete salvestusintervall kõigis jaamades oli 12 h.

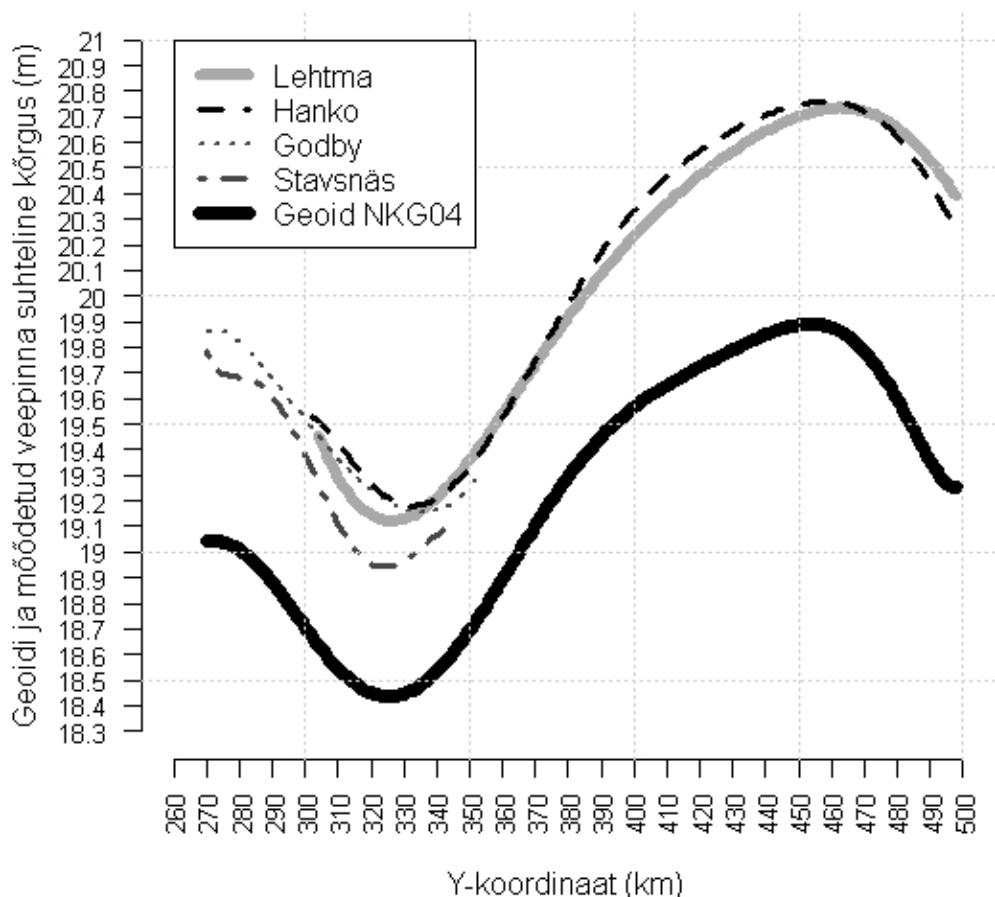
3. Andmetöötlus ja analüüs

RTK-mõõtmiste korral saadi tulemused, L-Est97 ristkoordinaadid, laeval olles ning hilisemat GPS-andmete töötlust teha ei tulnud. Kinemaatiliste mõõtmisandmete järeltöötluseks kasutati tarkvara *GeoGenius ver 2.13* ning koordinaadid arvutati L-Est97 ristkoordinaatide süsteemis. GPS-andmete säilitamiseks ja süstematiseerimiseks kasutati paketti *MS Excel*.

Andmetöötluses pakkusid esimese sammuna huvi kinemaatiliste mõõtmiste tulemused arvutatuna erinevatest GPS-baasjaamadest. On teada, et mida kaugemal asub GPS-baasjaam liikuvjaamast, seda ebatäpsemaks muutuvad koordinaatide täpsused. Antud töös kasutatud Trimble 5700 GPS-vastuvõtja tehnilise spetsifikatsiooni järgi on kinemaatiline mõõtetäpsus nimetatud instrumendi X ja Y-koordinaadis 10 mm + 1 ppm (1 ppm = 1 mm/1 km (viga 1 mm 1 km kohta)). Ning Z-koordinaadis 20 mm + 1 ppm, mida võib täheldada ka tulemustes. Arvutades trassi punktidele koordinaadid, kasutades 50 km kaugusel olnud GPS-baasjaama andmeid ning tehes sama andmetöötluse läbi 100 km kaugusel olnud GPS-baasjaama andmetega, erinesid saadud trassi punktide koordinaadid 3–5 cm.

Joonisele 2 on kantud kogu Kapellskär–Paldiski trass, arvutatuna erinevate GPS-baasjaamade (Hanko ja Godby Soomes, Stavnäs Rootsis ja Lehtma Eestis) andmetega. Sekundilise intervalliga mõõdetud punktidest pandi graafiku loetavuse parandamiseks läbi trendjooned. Üldjoontes langevad erinevatest GPS-baasjaamadest tehtud andmetöötluste tulemused hästi kokku.

Ristkoordinaatide võrdlemiseks gravimeetrilise geoidiga NKG04 teostati regressioon-analüüs. Saadud kõrguste hindamiseks kasutati polünoommeetodit, et elimineerida lainetuse ja laeva kõikumise mõju. Analüüsis kasutati kolmanda järgu polünoomjoont (joonis 3).

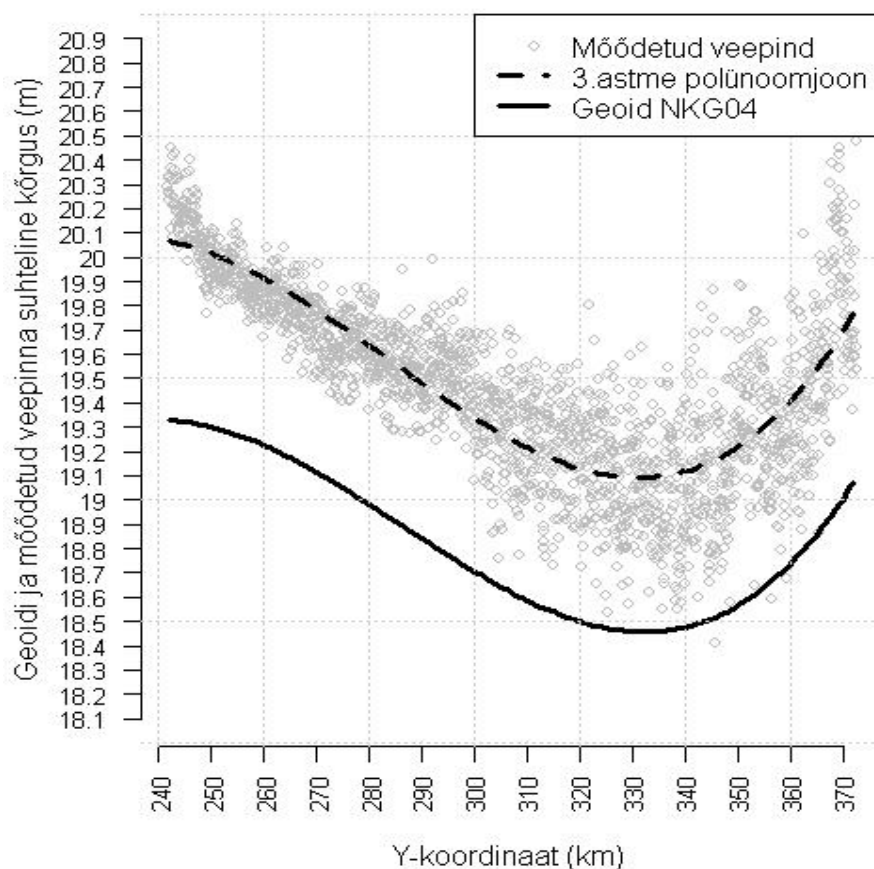


Joonis 2. Veetaseme kõrgused arvutatuna erinevate baasjaamadega Kapellskär–Paldiski suunal.

Figure 2. Water surface heights calculated by different base stations on direction of Kapellskär–Paldiski.

Graafikute loetavuse parandamiseks lahutati mõõdetud GPS-kõrgustest konstant 13 m, mis ühtlasi väljendab laeva tekil asunud GPS-antenni ligikaudset kõrgust merepinnast. GPS-antenni kõrguse määramine merepinna suhtes oli laeva tekil probleemiline ja see jäeti tegemata, kuna huviorbiidis oli nivoopinna suhteline muutumine.

Illustreerimise eesmärgil olgu siin ära toodud üks kaheteistkümnest analüüsitud graafikust. Joonisel 3 on näha novembrikuine Paldiski–Kapellskär trass geoidi “lohul”, mille täpsed arvulised väärtused koos teiste trassidega on koondatud tabelisse 1.



Joonis 3. Mõõdetud veepinna ja NKG04 võrdlus geoidi “lohu” kohal. Paldiski–Kapellskär trass 2004. a novembris, arvutatud Godby GPS-baasjaama andmetega.

Figure 3. Difference between the surveyed sea level and NKG04 on the geoid “hole”. Paldiski–Kapellskär ferry line in November 2004; the results were calculated with Godby’s GPS-basestation data.

Mõõtmisandmete analüüsimisel tuli arvestada püsiva merepinna topograafia ning hetkelise veepinna kaldega. Püsiva merepinna topograafia detailsemal uurimisel on selgunud, et märkimisväärsed muutust vaadeldavates piirkondades ei ole. Kogu Paldiski–Kapellskär trassil on keskmise merepinna topograafia 10 cm, Tallinn–St. Peterburg trassil 20 cm (Poutanen, 2000).

Mõõtmisaja hetkeline veepind leiti mareograafide andmetest, mille põhjal arvutati igale trassile veepinna kalde parand (tabel 1). Lainetuse elimineerimiseks kasutati tihedat GPS-andmete salvestusintervalli (1 ja 2 sekundit), mille tulemusel sai kergesti arvutada trendjoone.

Tabel 1. NKG04 ja nivoopinna muutuste erinevused mõõdetud trassidel.

Table 1. Differences between the surveyed sea level surface and NKG04.

Trass	Piirkond	Y-koordinaat (km)	NKG04 kõrguskasv (cm)	Mõõdetud veepinna kõrguskasv (cm)	Veepinna kalde parand (cm)	NKG04 ja nivoopinna erinevus (cm)
Paldiski–Kapellskär (juuni 2004. a)	“Geoidi kühm”	502,30–448,05	86	79	4	3
		448,05–368,32	-101	-108	9	-2
Paldiski–Kapellskär (nov 2004. a)	“Geoidi kühm”	498,53–442,88	84	90	4	10
		442,88–371,68	-94	-114	6	-14
	“Geoidi lohk”	371,76–332,16	-69	-87	0	-18
		332,16–241,87	112	124	0	12
Kapellskär–Paldiski (nov 2004. a)	“Geoidi lohk”	268,27–330,14	-67	-83	0	-16
		330,14–379,31	89	80	0	9
	“Geoidi kühm”	369,19–451,94	81	107	0	26
		451,94–501,20	-74	-61	0	-13
Tallinn–St. Peterburg (dets 2004. a)	“Geoidi lohk”	573,56–729,16	-262	-265	0	-3
		729,16–797,32	86	79	10	3
St. Peterburg–Helsinki (dets 2004. a)	“Geoidi lohk”	795,80–729,20	-84	-79	-7	-12
		729,20–590,06	230	224	15	9

3.1. Paldiski–Kapellskär trassi koguprofiil

Joonisel 4 on gravimeetrilise geoidi NKG04 ja 6. novembril 2004. a mõõdetud veepinna hälvete graafik kogu Paldiski–Kapellskär trassi kohta. Hälvete arvutamisel võeti aluseks erinevus Põhjamaade geoidi ja mõõdetud veepinna muutuste vahel. Arvutati nende aritmeetiline keskmine ning hälbed. Hälvete miinimum- ja maksimumväärtusi hinnati kolmanda astme polünoomjoone järgi. Miinimumväärtuseks saadi -0,16 m (Y = 223,56 km) ja maksimumväärtuseks 0,06 m (Y = 366,37 km). Standardhälve on 0,20 m.

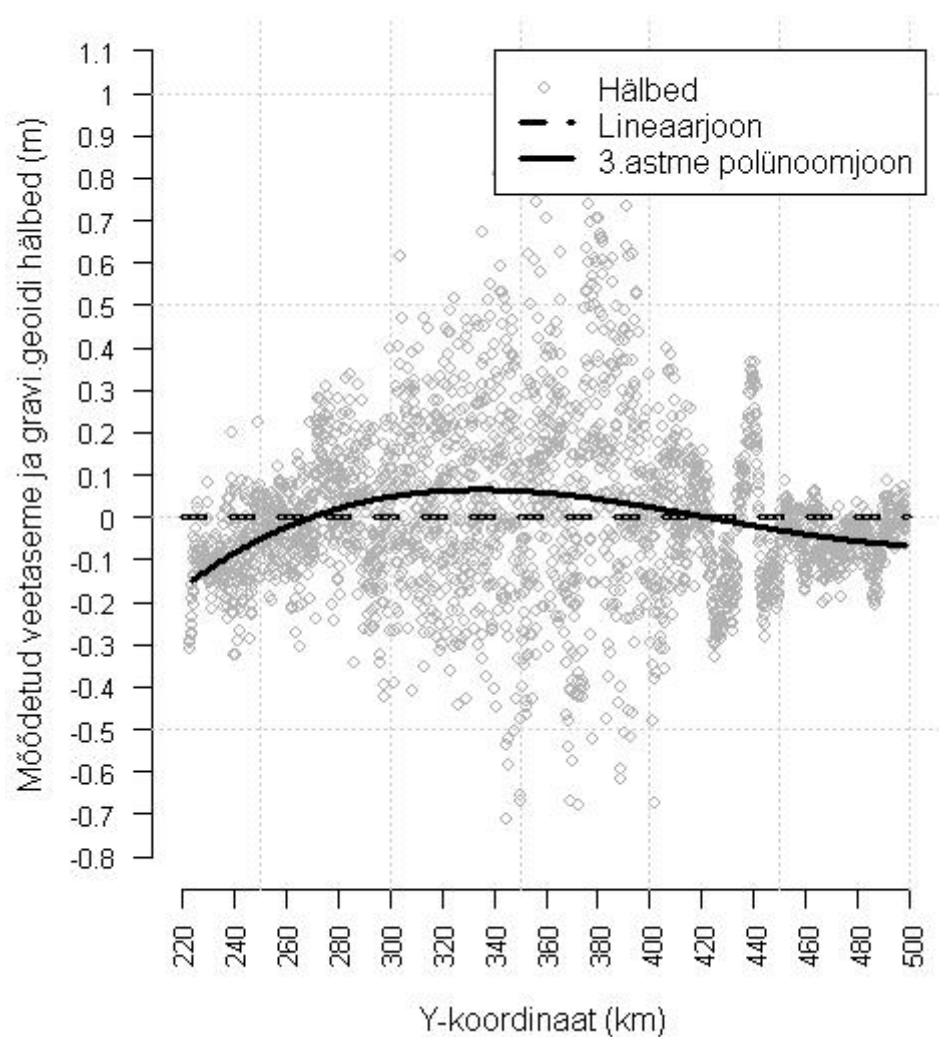
Joonisel 4 esitatud lineaarjoone järgi hinnati gravimeetrilise geoidi ja mõõdetud veepinna kallet, millest on näha, et erinevust vaadeldaval trassil ei olnud.

Sama trassi juunikuisel mõõtmisel saadi standardhälveks 0,06 m. Detsembrikuise Tallinn–St. Peterburg trassi standardhälve oli samuti 0,06 m.

4. Kokkuvõte

Mere nivoopinna mõõtmised Paldiski–Kapellskär ja Tallinn–St. Peterburg trassidel näitasid, et GPS-meetodil jälgitud nivoopind langeb kokku raskuskiirendusandmete põhjal arvutatud nivoopinna. Suhteline erinevus erinevatel testlõikudel oli maksimaalselt 26 cm, enamikel juhtudel jäid erinevused 2–15 cm vahele.

Tuginedes saadud tulemustele võib soovitada kinemaatilist GPS-mõõtmist ja GSM-leviala olemasolul ka RTK-mõõtmist gravimeetrilise geoidi kontrollimiseks merel. Tulevikus võiks geoidimudeli koostamiseks vajalike andmete kogumisel merel kasutada ka GPS-meetodit.



Joonis 4. NKG04 ja mõõdetud veepinna kõrguste hälbed trassil Paldiski–Kapellskär 6. novembril 2004. a.

Figure 4. Deviations of the surveyed sea level surface from NKG04 on the Paldiski–Kapellskär ferry line on 6 November 2004.

Kirjandus

- Forsberg, R., Strykowski, G., Bilker, M., 2004a. NKG-2004 Geoid Model most recent model. NKG geoid meeting, Copenhagen, November 2004, 27 pp.
- Forsberg, R., Strykowski, G., Solheim, D., 2004b. NKG-2004 geoid of the Nordic and Baltic Area. http://research.kms.dk/~gs/DOC/nkg2004_geoid_2004.pdf
- Morozova, N., 2005. Gravimeetrilise geoidi NKG04 võrdlemine loodpinnaga Läänemerel (magistritöö). EPMÜ metsandus- ja maaehitusinstituut, 95 lk.
- Poutanen, M., 2000. Sea surface topography and vertical datums using space geodetic techniques. Academic dissertation. Publ. Finnish Geodetic Institute. No 128, 312 pp.

Detecting the Baltic Sea Level Surface with GPS-measurements and Comparing it with the Nordic Geoid Model NKG04

Aive Liibusk, Harli Jürgenson, Natalja Morozova
Institute of Forestry and Rural Engineering, Estonian University of Life Sciences

Summary

GPS-measurements detect a relative change of the gravimetric geoid on the Baltic Sea water surface. These gravimetric data are necessary to compute the Nordic Geoid. They allow comparison of the gravimetric geoid with the GPS-leveling on the Earth's surface. This is possible on the sea as well, but it is necessary to eliminate the seasurface topography effect and the current water tilt corrections. On shipboard, the GPS device stores data every second and determines the heights with an accuracy of a few centimeters (using the kinematic method with post-processing at several base stations close to the ferryboat line). At the moment of measurement, it takes into account the sea level topography, allowing us to observe the relative change in the geoid and the comparison with the gravimetric geoid.

To explore this method on the Baltic Sea, we chose the sites where the geoid changes rapidly and ferryboats operate regularly. One such area lies about 30 km north of the island of Hiiumaa, where the geoid has a "lump" (geoid separation from the ellipsoid changes 1 meter over a 70-km distance starting from Paldiski).

We also performed a similar measurement on regular ferry lines running between Tallinn–St. Petersburg–Helsinki–Tallinn. The last-mentioned measurements were interesting, because no gravimetric data exists for the eastern part of the Gulf of Finland. The eastern part of the gravimetric geoid is the result of interpolation.

The GPS-measurement results indicated that the existent gravimetric geoid is precise: the data difference close to Hiiumaa was 2–15 cm. The profile of Tallinn–St. Petersburg–Tallinn produced a greater difference. A large geoid concavity occurs near St. Petersburg, called the Viipuri anomaly, at which the geoid relative change is about 3,5 meters over more than 200 km. There, the difference between the gravimetric and measured geoid was there 3–15.

Eesti rajoneerimine lumikatte režiimi alusel

Jaak Jaagus¹ ja Jüri Kadaja²

¹Tartu Ülikooli geograafia instituut, ²Eesti Maaviljeluse Instituut

1. Sissejuhatus

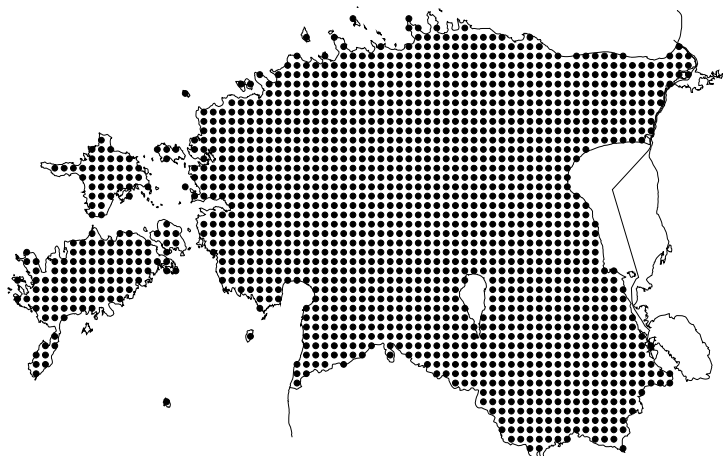
Lumikatte on väga oluline kliimanäitaja Eestis, mis on üks paremini talvetingimusi kirjeldav nähtus. Esimesi lumikatte üldistusi tegid Eestis Letzmann (1921) ja Kirde (1939). Viimane koostas esimesed Eesti lumikatte paksuse kaardid ajavahemiku 1923/24 kuni 1935/36 kohta, samuti hindas ta lumikattega päevade arvu. Lumikatte soojuslikke omadusi uuris Liidemaa (1946). Lumikatte andmeid vajavahemikus 1955–1989 kirjeldas Kivi (1990). Meie varasemad uuringud annavad tunnistust sellest, et lumikatte kujutab enesest väga tundlikku kliima muutumise indikaatorit (Jaagus, 1996), seda eriti hilistalve ja varakevade osas (Tooming ja Kadaja, 1995). Ühtlasi on tegemist ka ilmastikutingimuste integraatoriga (Tooming ja Kadaja, 2001). Eriti oluliseks muudab lumikatte rolli tema mõju aluspinna albeedole (Tooming, 1981; 1990; 1995; Tooming ja Kadaja, 1995) ning sellest mõjutatud aluspinna kiirgusbilanss ja kevadise perioodi soojustingimused (Keevallik ja Tooming, 1996; Tooming, 2002). Lumikatte parameetrid külma ja lume-rohke talve ning pehme ja lumevaese talve vahel erinevad mitmekordselt. Samas võivad lumikatte näitajate erinevused Eesti piirkondade vahel olla vägagi erinevad, seda nii terve talve (Jaagus, 1997) kui ka erinevate kuude ulatuses (Tooming ja Kadaja, 1999; 2000).

Käesoleva töö eesmärgiks on rajoneerida Eesti territooriumit lumikatte andmete alusel. Selle käigus pole aluseks võetud eristamine absoluutväärtuse põhjal, vaid hoopis sarnaste kõikumiste järgi. Seega peaksid lumikatte valdkonnad kajastama piirkondi, kus lumikatte näitajate kõikumised on enamvähem sünkroonsed, omades olulist omavahelist korrelatsiooni.

2. Andmestik ja meetodika

Rajoneerimise alusena on kasutatud kaht lumikatte näitajat: lumikatte paksust ja lumikatte kestust. Mõlemad on esitatud kuuväärtustena perioodil novembrist aprillini. Need on kuu keskmine lumikatte paksus ja kuu lumikatte kestus ehk lumikattega päevade arv. Lumikatte paksuse andmetest läksid kasutusse tuulele avatud vaatlusväljakutelt kogutud andmed. Vaatlusperioodiks on valitud 40 aastat – 1961/62–2000/01. Lumikatte aastaraamatutest, meteoroloogilistest kuukirjadest ja EMHI andmebaasist kogutud lumikatte kestuse ja paksuse algandmetele tehti kriitiline kontroll, mis baseerus nende parameetrite iga-aastaste kaartide analüüsil. Kahtlasi andmeid võimaldasid leida isojoonte kuhjumise kohad. Ilmsed väärandmed lülitati andmestikest välja. Kokku on mõõtmisandmeid kasutatud 147 meteoroloogiajaamast või -postist. Paraku on väga paljud vaatlusread poolikud, täispikki ridu oli lumikatte kestuse korral ainult 30, lumikatte paksuse korral veelgi vähem. Kõige rohkem vaatlusandmeid eksisteerib perioodi esimeste aastate kohta. Mõõtekohtade arvu kõige olulisemad vähenemised on toimunud 1987. ja 1997. a. Selleks, et kogu eksisteeriv informatsioon täielikult ära kasutada, interpoleeriti kõik mõõtmisandmed kuude kaupa 5x5 km võrgustiku sõlmpunktidesse (joonis 1). Maismaad katvate punktide arv on sellisel juhul üle 1700. Peakomponentanalüüsi läbi-

viimiseks kujunes selline andmete massiiv siiski liiga suureks ning sellel eesmärgil kasutati ainult iga neljandat võrgustiku sõlmpunkti, mida kokku oli 433. Tulemusena saadi andmemaatriksid, kus on 433 veergu, üks iga sõlmpunkti jaoks, ning kuus korda 40 rida, üks iga kuu jaoks 40 aasta jooksul.



Joonis 1. 5x5 km võrgustiku punktid, mille kohta on interpoleeritud Eesti ala lumikatte andmed.

Figure 1. 5x5 km grid points for which snow cover data are interpolated on the territory of Estonia.

Alguses on lühidalt kirjeldatud Eesti lumikatte režiimi kasutatud andmete alusel. On koostatud keskmised lumikatte kaardid, standardhälbe kaardid ja toodud territooriumi keskvaartuste aegread uuritava perioodi kohta. Pikaajalisi muutusi on hinnatud lineaarse trendi abil, kusjuures olulisteks on peetud trende $p < 0,05$ tasemel.

Lumikatte klassifitseerimiseks on kasutatud peakomponentanalüüsi ja see on teostatud statistikapaketi STATISTICA versiooni 7.0 abil. Metoodika on olnud suhteliselt sarnane eelmise tööga, kus esitati Eestimaa rajoneering õhutemperatuurirežiimi põhjal (Jaagus ja Truu, 2004).

Peakomponentanalüüs on üks ordinatsioonimeetod, millel on kaks eesmärki: vähendada hajuvust kirjeldavate muutujate arvu ja rühmitada muutujaid, see tähendab kirjeldada nendevaheliste seoste struktuuri. Analüüsi peamiseks sisuks on suure andmehulga esitamine vaid mõne üksteisest sõltumatu uue muutuja (peakomponendi) abil, mis võimaldab palju paremini teostada uuritava nähtuse statistilist analüüsi, kirjeldada selle ajalis-ruumilist muutlikkust ja uurida peamisi mõjutavaid tegureid.

Kui meil on n muutujat, siis me saaksime vaadelda kogu andmestikku punkti-parvena n -mõõtmelises teljestikus. Peakomponendid on teatava optimaalsete omadustega koordinaatteljestiku teljed sama punktiparve jaoks, mis saadakse esialgsete telgede lineaarkombinatsioonidena. Uued teljed tõmmatakse nii, et esimene telg (peakomponent) on punktiparve maksimaalse hajuvuse sihis ehk kirjeldab suurema osa hajuvusest võrreldes ülejäänud peakomponentidega. Iga järgnev telg on eelmistega risti ja kirjeldab vähem, kui talle eelnenud telg.

Peakkomponentanalüüsi on võimalik kasutada kahte moodi, sõltuvalt sellest, kumba pidi andmemaatriks esitada. T-moodi peakomponentanalüüsis käsitletakse vaatluskohti omaette muutujatena ja vaatlusaegu juhtudena. S-moodi peakomponentanalüüsis andmemaatriks transponeeritakse – muutujateks on üksikud vaatlusajad (või perioodid) ja juhtudeks on vaatluskohad (jaamad, võrgustiku sõlmpunktid). Käesolevas töös on kasutatud T-moodi peakomponentanalüüsi.

Analüüsi käigus leitakse andmemaatriksi alusel teatud hulk omavahel sõltumatuid ehk ortogonaalseid muutujaid (peakomponente). Olulisi peakomponente on tunduvalt vähem kui esialgseid muutujaid ja neid saab kasutada sünkroonsete võnkumistega piirkondade eristamiseks.

Peakomponentanalüüsi tulemusena saadakse iga komponendi (telje) jaoks omaväärtus, laadungid ja skoorid. Omaväärtused on kahanevas järjekorras ja näitavad, kui suure osa kirjeldab antud komponent andmestiku koguvarieeruvusest (dispersioonist). Omaväärtusi väljendatakse nii absoluutväärtustes kui ka protsentides. Lähtudes Kaiseri kriteeriumist on mõtet arvestada ainult neid komponente, mille omaväärtuse absoluutväärtus on suurem kui 1, mis tähendab, et ta kirjeldab ära vähemalt ühe muutuja ulatuses. Näiteks kui muutujate arv on 12, siis omaväärtus 4,3 tähendab, et omaväärtus kirjeldab 4,3 muutuja ehk $100 \times 4,3 / 12\%$ tunnuste koguvarieeruvusest.

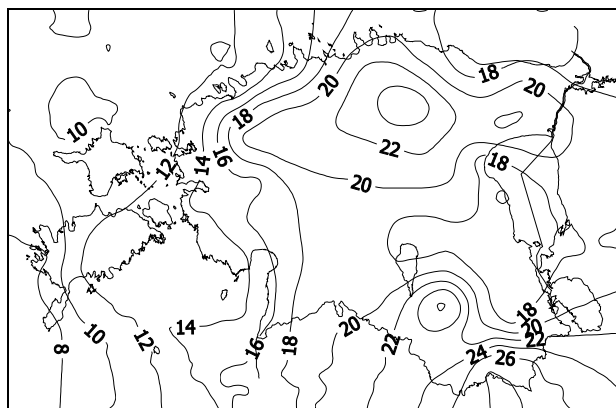
Laadungiks nimetatakse peakomponendi ja muutuja vahelist korrelatsioonikordajat. Mida suurem on laadungi absoluutväärtus (maksimaalselt 1), seda tugevamini on muutuja seotud vastava peakomponentteljega. Iga muutuja on kujutatav punktina peakomponentteljestikus, kusjuures skoorid on nende punktide koordinaadid.

Peakomponentide sisu mõistmiseks vaadeldakse nende laadungeid erinevate muutujatega. Laadungid, mis on suuremad kui 0,7, näitavad, et peakomponent kirjeldab üle poole muutuja varieeruvusest. Kui mingi peakomponendi puhul on laadungid madalad ehk peakomponendi seost mingi muutuja või muutujate rühmaga ei õnnestu välja selgitada, siis teisendatakse ehk pööratakse peakomponentteljestikku, milleks on mitu meetodit. Käesolevas töös kasutati telgede pööramist maksimaalse varieeruvuse järgi (*varimax normalized*). Pööratud teljestikus ei tarvitse omaväärtused olla kahanevas järjekorras.

Lumikatte valdkonnad on eristatud laadungite alusel selle järgi, millise komponendiga on vaadeldavas sõlmpunktis kõige tugevam korrelatsioon. Esimese valdkonna moodustavad need punktid, mis korreleeruvad kõige enam 1. komponendiga, teise valdkonna need, mis korreleeruvad enim 2. komponendiga jne. Valdcondade vahel asetsevad nn. vahepealsed punktid on sellised, mille korrelatsioon mõlema komponendiga on enamvähem ühesugune, see tähendab, et korrelatsioonikordajate erinevus on alla 0,02.

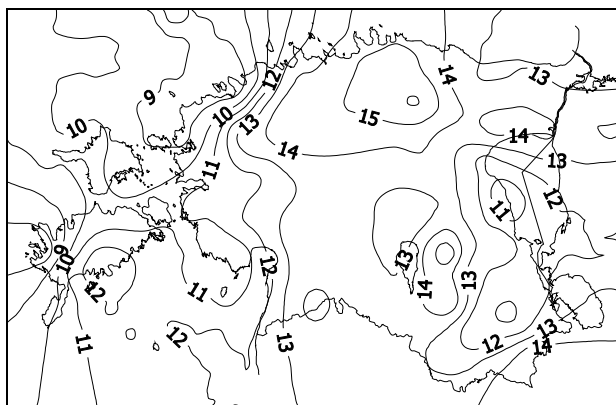
3. Lumikatte paksus

Enne, kui minna peakomponentanalüüsi tulemuste vaatlemise ja rajoneerimise kirjelduse juurde anname üldise ülevaate kasutatava andmestiku varieeruvusest. Kuna andmed on esitatud võrgustiku sõlmpunktides, siis on kõige otstarbekam näidata ka peamisi statistilisi näitajaid kaartide kujul. Keskmise lumikatte paksus veebruaris, kui kõige lumerohkemal kuul, on esitatud joonisel 2. Selgesti tulevad esile lumikatte territoriaalsed erinevused Eestis. Kõrgustikel on keskmine lumikate märksa paksem, enam kui 20 cm, samas on see Saaremaa lääneosas alla 10 cm. Kõige paksem lumikate esineb veebruaris teatavasti Haanja kõrgustiku keskosas.



Joonis 2. Veebruarikuu keskmine lumikatte paksus (cm).

Figure 2. Mean snow depth (cm) in February.



Joonis 3. Veebruari keskmise lume paksuse standardhälve (cm).

Figure 3. Standard deviation of mean snow depth (cm) in February.

Lume paksuse aastatevaheline muutlikkus on üldiselt suurim samades piirkondades, kus esinevad suurimad absoluutväärtused (joonis 3). Mingil määral on see ka loomulik, sest suuremate väärtuste korral on võimalik ka suurem varieeruvus. Samas on siiski huvitav, et Haanja kõrgustikul pole standardhälve nii suur nagu Otepää ja Pandivere kõrgustikul. Avamere rannikul, kus lumi pole kuigi paks, on ka selle muutused suhteliselt väiksemad.

Eesti ala keskmised lumikatte paksuse statistilised näitajad on toodud tabelis 1. Nähtub, et kui novembri ja aprillikuu keskmine lumikatte paksus on võrdne, siis märtsikuu on lumi keskmiselt paksem kui jaanuaris. Kõige lumerohkemaks talveks vaadeldud 40 aasta jooksul osutus 1981/1982. Vaid novembris oli kõige paksem lumi 1989. aastal, kui pärastpoole järgnes väga pehme talv, ning talve lõpus ja kevadel esines kõige paksem lumi 1996. aastal.

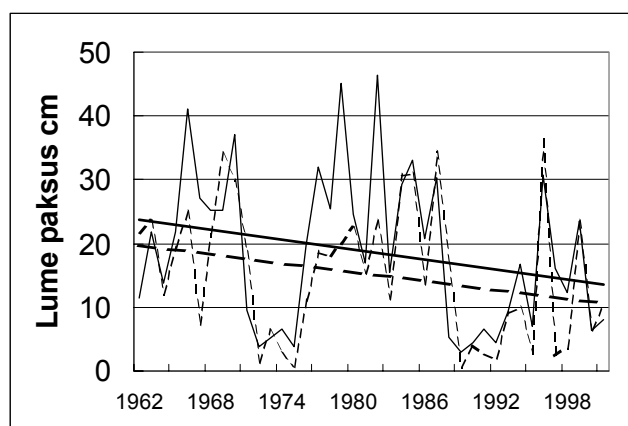
Tabel 1. Eesti keskmise lumikatte paksuse statistilised näitajad (cm-tes).

Table 1. Statistics of mean snow depth in Estonia (in cm).

	November	Detsember	Jaanuvar	Veebruar	Märts	Aprill
Keskvärtus	3,2	7,8	12,9	18,6	15,1	3,2
Maksimum	11,1	23,5	41,7	46,5	36,2	20,9
Aasta	1989	1981	1982	1982	1996	1996
Standardhälve	2,6	5,4	9,5	12,2	10,6	4,1
Muutus	2,1	0,3	-5,2	-10,5	-9,3	-0,4

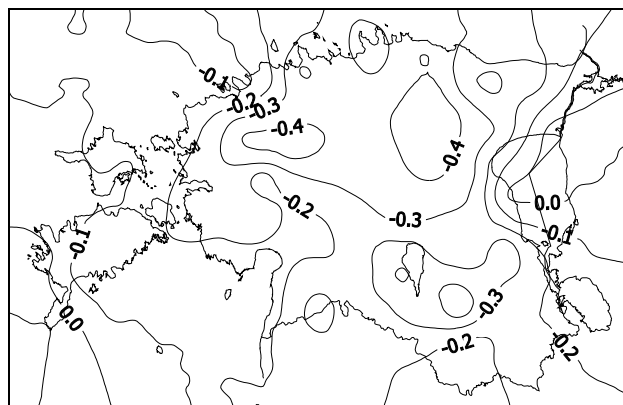
Lumikatte paksuse aastatevaheline varieeruvus (standardhälve) on suurim talve keskel, perioodil jaanuarist märtsini. Olulist informatsiooni toovad esile pikaajalised muutused lumikatte parameetrites. Arvestades üldist kliima soojenemist uuritaval perioodil võib eeldada, et lumikatte paksuse aegridu iseloomustab Eestis kahanemistendents. Nii see tegelikult ongi. Tabelis 1 toodud keskmised muutused trendi järgi näitavad, et veebruaris ja märtsis on 40 aastaga lumikatte paksus vähenenud umbes 10 cm (joonis 4). Tuleb aga rõhutada, et aegrea suhtelise lühiduse ja suure varieeruvuse tõttu pole see trend statistiliselt usaldusväärne ühelgi kuul. Novembris, detsembris ja aprillis pole lume paksuse vähenemine üldse täheldatav. Jooniselt 4 tuleb esile kaks eriti lumevaeste talvedega perioodi – 1972/1973–1974/1975 ja 1988/1989–1991/1992. Need eristuvad kõigist ülejäänud aastatest. Joonis 5 näitab ära veebruarikuu lumikatte trendi territoriaalse jaotuse Eestis.

Suurim lume paksuse vähenemine on toimunud Põhja- ja Kesk-Eestis, samuti Otepää kõrgustikul ja Võrtsjärve ümbruskonnas. Samas on väiksem trend iseloomulik lumevaesematele rannikualadele, eelkõige Lääne-Saaremaale, ning Peipsi alale.



Joonis 4. Eesti territooriumi keskmise lumikatte paksuse aegread veebruaris (pidev joon) ja märtsis (katkendlik joon) ning nende lineaarsed trendid.

Figure 4. Time series of mean snow depth on the territory of Estonian in February (solid line) and March (dashed line), and their linear trends.



Joonis 5. Lumikatte paksuse regressioonikordaja (keskmise muutus ühe aasta kohta) veebruaris perioodil 1961/1962–2000/2001.

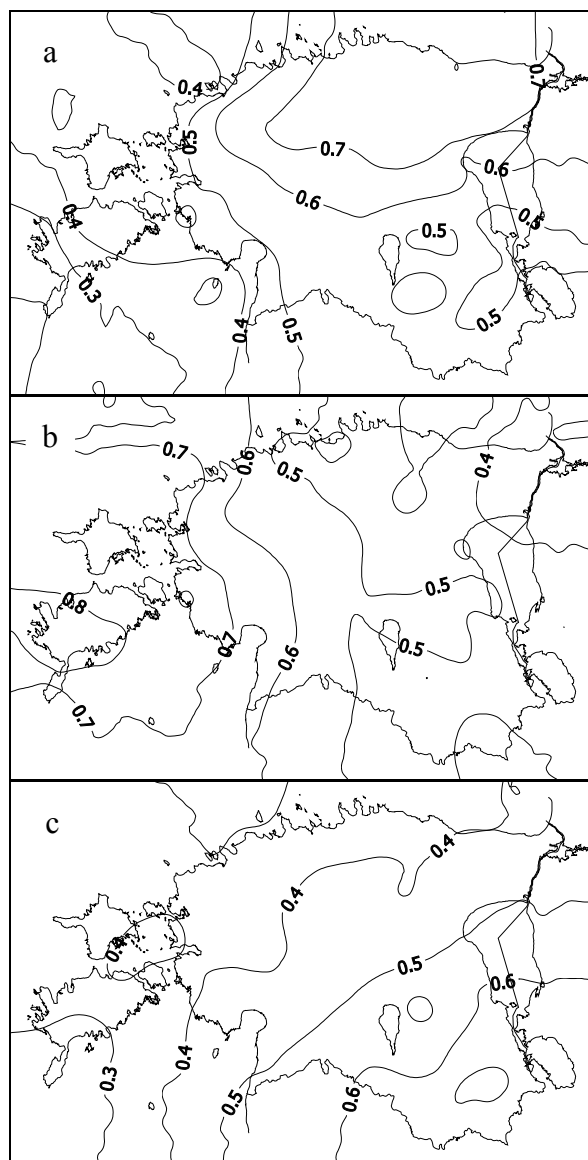
Figure 5. Slope (mean change per one year) of snow depth in February during the period 1961/1962–2000/2001.

Eesti rajoneerimine lumikatte paksuse järgi toimus kolme esimese peakomponendi alusel, mis kirjeldas ära 89,5% andmestiku kogu varieeruvusest. Sealjuures oli 1. komponendi osakaal 36,6%, 2. komponendil 30,4 ja 3. komponendil 22,6%. Laadungite järgi määrati, millise komponendiga antud võrgustiku punkti andmed kõige enam korreleeruvad. Laadungite kaardid on esitatud joonisel 6.

Nagu näha, on 1. komponendil tugevaim korrelatsioon Põhja- ja Kirde-Eestis, 2. komponendil Lääne-Eesti saarestikus ja 3. komponendil Kagu-Eestis. Selle järgi, millisega kolmest komponendist on antud piirkonnas tugevaim korrelatsioon, jaotati Eesti kolme peamisse valdkonda lumikatte paksuse järgi (joonis 7).

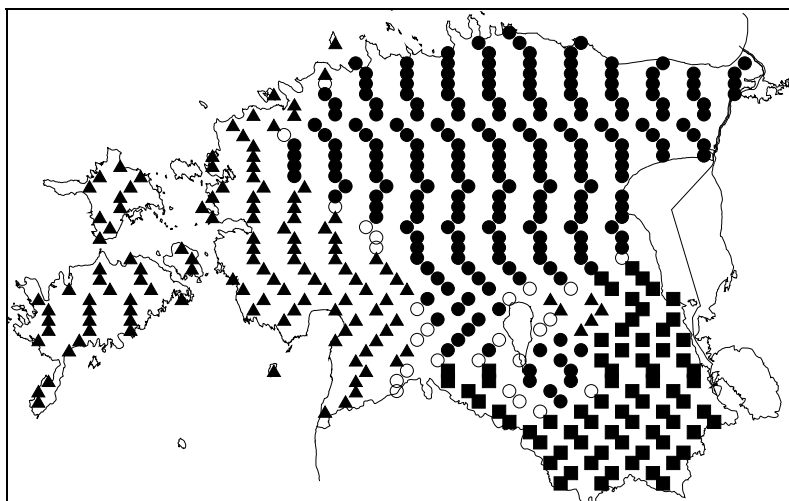
Üldiselt on need valdkonnad üsna loogiliselt eristuvad. Natuke üllatav on aga see, et Põhja- ja Kesk-Eestile iseloomulik lumikatte režiim esineb ka Otepää kõrgustiku läänepoolses osas, Võrtsjärve ja Viljandi piirkonnas. Samas on kaardilt näha enklaavina suletud ala Tartu ja Võrtsjärve vahel, mis kuulub hoopis Lääne-Eesti valdkonda. See piirkond on idapoolsemas Eestis kindlalt kõige lumevaesem ning ehk seetõttu on lume paksuse kõikumised seal sarnasemad Lääne-Eestile. Kui aga vaadata joonisel 6 esitatud korrelatsioonikordajate väärtusi selles piirkonnas, siis need on suhteliselt sarnased, mistõttu võiks kogu nimetatud ala (Võrtsjärve ümbruskond) pidada üleminekuvööndiks.

Peakomponentanalüüsil leitud skoorid omavad antud töös suurt tähtsust eelkõige seetõttu, et nende abil on võimalik uurida lumikatte ajalisi kõikumisi ja seostada seda üksikute valdkondadega. Tabelis 2 on välja toodud need kuud, mille korral vaadeldavas valdkonnas esines oluliselt paksem või õhem lumikate kui ülejäänud Eestis. Ekstreemumite eristamisel oli aluseks skoori väärtused, mis ületasid absoluutväärtust 2.



Joonis 6. Lumikatte paksuse peakomponentanalüüsil saadud laadungite kaardid: a) 1. komponent, b) 2. komponent, c) 3. komponent.

Figure 6. Maps of loadings obtained by the use of the principal component analysis of snow depth: a) 1st component, b) 2nd component, c) 3rd component.



Joonis 7. Eesti rajoneering lumikatte paksuse alusel. Ring – Põhja- ja Kesk-Eesti valdkond, kolmnurk – Lääne-Eesti valdkond, ruut – Kagu-Eesti valdkond. Seest tühjad ringid näitavad üleminekuvööndit.

Figure 7. Regionalisation of Estonia on the basis of snow depth. Circle – North and Central Estonia region, triangle – West Estonia region, square – Southeast Estonia region. Empty circles indicate the intermediate zone.

Tabelist 2 nähtub, et eriliselt lumerohke võrreldes teiste valdkondadega oli Põhja- ja Kesk-Eestis 1965/1966., 1968. ja 1984. aasta talved, Lääne-Eestis 1977., 1982., 1985. ja 1996. aasta talved ning Kagu-Eestis 1965., 1970. ja 1980. aasta talved. Negatiivseid ekstreemume ehk lume vähesust on enim esinenud Kagu-Eestis. Tõenäoliselt on see seotud sellise sünoptilise olukorraga, kui tugev kõrgrõhkkond ulatub idasuunast Kagu-Eestisse põhjustades pakaselist kuid lumevaest talveilma. Kõige tüüpilisemalt võib sellist olukorda esineda talve alguses, detsembris (1961, 1996). Oma osa mängib kindlasti ka see, et tavapäraselt on lume paksus seal suurem, kui valdaval osal ülejäänud Eestist.

Tabel 2. Lumikatte paksuse ekstreemaalsed kuud valdkondade kaupa.

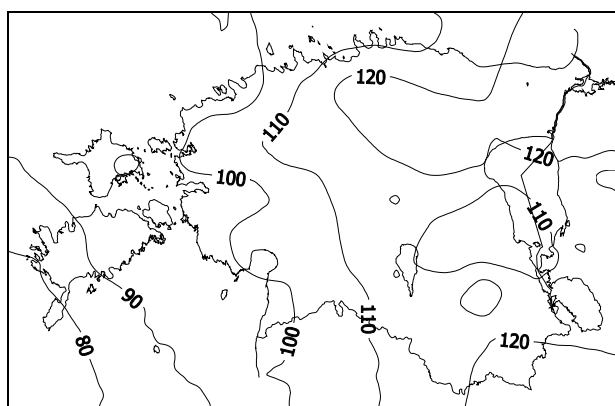
Table 2. Extreme months of snow depth by the regions.

Ekstreemumid	Positiivsed	Negatiivsed
Põhja- ja Kesk-Eesti	1965 XII, 1966 I-III, 1968 II-III, 1976 III, 1984 I-III, 1987 III, 1997 II	
Lääne-Eesti	1963 II, 1969 III, 1977 II-III, 1979 II, 1982 I-III, 1985 II-III, 1996 I-IV, 1996 XII	1980 III
Kagu-Eesti	1965 I-III, 1966 I, 1970 I-II, 1980 II-III, 1983 II, 1985 II	1961 XII, 1966 III, 1977 II, 1996 XII

Võrreldes kolme esimese komponendi skooride aegridade trende selgub, et 1. komponendi väärtusi iseloomustab kahanemistendents, mis 2. ja 3. komponendi puhul ei avaldu. Sellest saab järeldada, et lumikatte paksuse vähenemine Eestis on toimunud peamiselt Põhja- ja Kesk-Eesti valdkonnas. Osaliselt saab sedasama välja lugeda ka veebruarikuu muutuste kaardilt (joonis 5).

4. Lumikatte kestus

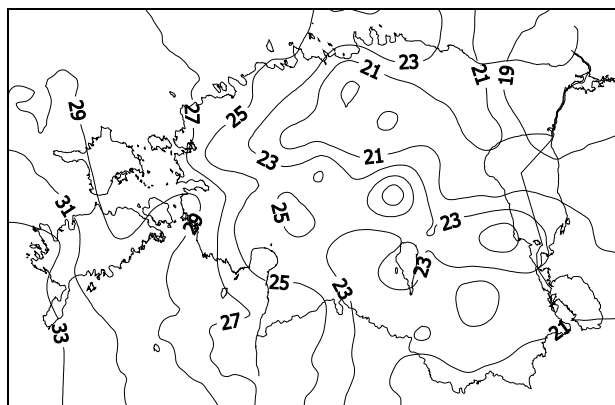
Lumikatte kestus ehk lumikattega päevade arv on teiseks lumikatte režiimi iseloomustavaks peamiseks näitajaks. Ta on tugevalt seotud lume paksusega, kuid kindlasti on tal ka teatud erijooni. Lumikatte kestus kuude lõikes on piiratud päevade arvuga antud kuus. Seetõttu ei vasta lumikatte kestuse kuuväärtused normaaljaotusele. Peamistel talvekuudel on nad väga sageli maksimaalse võimaliku väärtusega või selle lähedased. Korralikumalt statistilist töötlust saab teha sellisel juhul, kui vaadelda lumikattega päevade arvu terve talve jooksul.



Joonis 8. Aasta keskmine lumikatte kestus (päevades) perioodil 1961/1962–2000/2001.

Figure 8. Annual mean snow cover duration (in days) in 1961/1962–2000/2001.

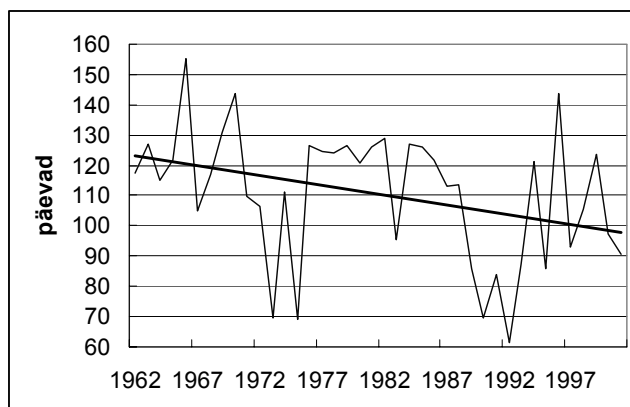
Keskmine lumikatte kestuse kaart (joonis 8) sarnaneb lumikatte paksuse jaotusega joonisel 2. Erinevuseks on ehk vaid see, et kõrgustikud ei joonistu niivõrd selgelt välja kui lumikatte paksuse andmetel. Silmatorkavalt eristub Ida-Eesti kõige lumevaesem piirkond Peipsi ja Võrtsjärve vahel Tartu ümbruses.



Joonis 9. Lumikatte kestuse standardhälve (päevades) perioodil 1961/1962–2000/2001.

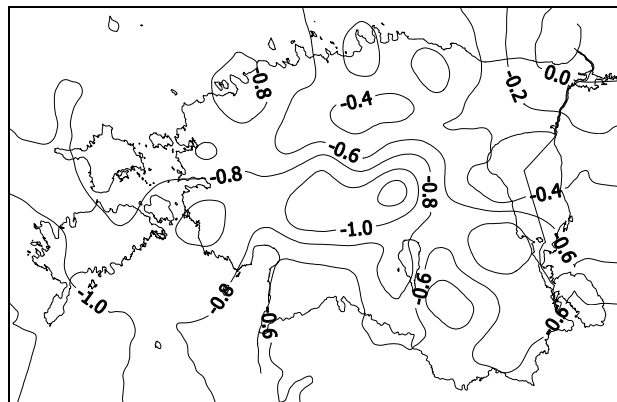
Figure 9. Standard deviation of snow cover duration (in days) in 1961/1962–2000/2001.

Lumikatte kestuse standardhälbe kaart (joonis 9) on juba kardinaalselt erinev lume paksuse vastavast kaardist (joonis 3). Kõige suurema muutlikkusega alad ei paikne enam mitte kõige lumerohkemates piirkondades, vaid hoopis kõige lumevaesemates Eesti osades, eriti Lääne-Saaremaal. See tähendab, et just seal võivad aastate viisi olla väga suured erinevused lumikatte kestuses: pehmetel talvedel on lund väga vähestel päevadel, karmidel talvedel on lumi aga kogu aeg maas ja pole olulist erinevust võrreldes Mandri-Eestiga. Kõige väiksem muutlikkus esineb Kirde-Eestis. Seal püsib lumikate pikka aega ka pehmetel talvedel.



Joonis 10. Eesti keskmise lumikatte kestuse aegrida ja selle lineaarne trend perioodil 1961/1962–2000/2001.

Figure 10. Time series of mean snow cover duration in Estonia and its linear trend in 1961/1962–2000/2001.



Joonis 11. Lumikatte kestuse regressioonikordaja (keskmine muutus ühe aasta kohta) perioodil 1961/1962–2000/2001.

Figure 11. Slope (mean change per one year) of snow cover duration during the period 1961/1962–2000/2001.

Eesti keskmise lumikatte kestuse dünaamika vaadeldaval perioodil (joonis 10) on sarnane lumikatte keskmise paksuse dünaamikaga joonisel 4. Lumikatte kestus on 40 aasta jooksul vähenenud 26 päeva võrra, mis on statistiliselt usaldusväärne muutus $p < 0,05$ tasemel. Lumikatte kestuse vähenemistrendi territoriaalne jaotus Eestis (joonis 11) on täiesti erinev lumikatte paksuse trendist (joonis 5).

Eesti territooriumi rajoneerimist lumikatte kestuse alusel on proovitud teha kahe andmemassiivi peakomponentanalüüsi tulemuste põhjal. Esiteks arvestati kõikide kuude lumikatte kestusega, teisel juhul aga kogu talve väärtustega. Kuna analüüsi tulemused olid ligilähedased, siis järgnevas käsitletakse ainult esimest juhtu. Kolme esimese peakomponendi omaväärtused olid vastavalt 0,433, 0,410 ja 0,119. Siin on 3. komponendi osatähtsus juba mitu korda väiksem kui esimese kahe oma. Ei leidunud ühtki võrgustiku sõlmpunkti, mille lumikatte kestused oleksid kõige enam korreleerunud 3. komponendiga. Seega tuli rajoneerimisel esile vaid kaks valdkonda.

Joonisel 12 on esitatud kahe esimese peakomponendi laadungite korrelatsioonid lumikatte kestusega. 1. komponent korreleerub kõige enam lumikatte kestusega Kesk- ja Ida-Eestis, eriti Kirde-Eestis, Pandivere, Haanja ja Otepää kõrgustikul, 2. komponent aga Lääne-Eesti saarestikus. Niimoodi ongi saadud kaks peamist lumikatte kestuse valdkonda (joonis 13). Siingi eristub esimesest valdkonnast Tartu ümbruskond, mille lumikatte režiim on natuke lähedasem Lääne-Eestile.

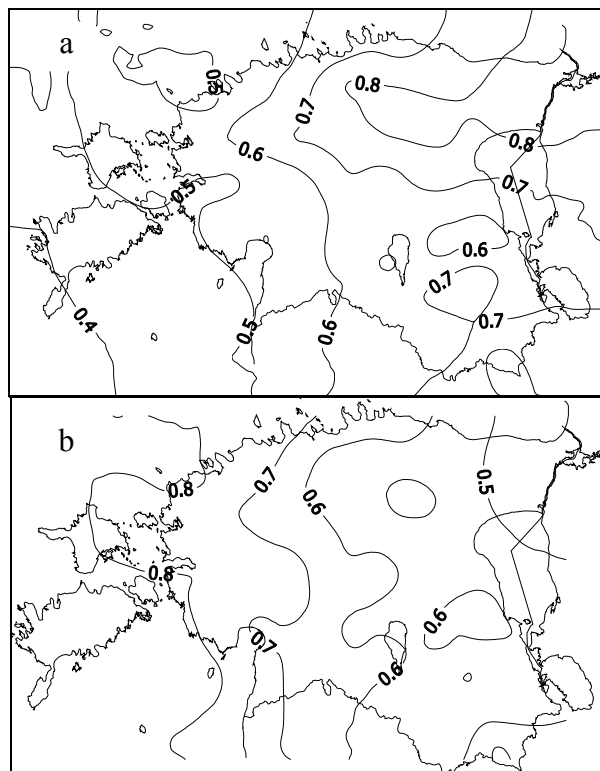
Skooride väärtused näitavad, et Ida- ja Kesk-Eesti valdkonnas esines suhteliselt rohkem lumepäevi võrreldes Lääne-Eestiga jaanuaris 1990 ja 1991 ning märtsis 2000. Need kõik olid eriti pehmed talved. Tugevad negatiivsed anomaaliad esinesid seal novembris 1968, 1972 ja 2000 ning detsembris 1976. Lääne-Eestis olid negatiivsed anomaaliad novembris ja detsembris 1992. a.

Kahe esimese komponendi aegridade trendid on vastassuunalised. Ida- ja Kesk-Eestile on iseloomulik tõusev trend ja Lääne-Eestile laskuv trend. See näitab kaudselt ka tendentsi Lääne-Eesti lumikatte kestuse kiiremale kahanemisele ja Eesti-siseste territoriaalsete kontrastide suurenemisele. Sama muutus on kajastust leidnud ka joonisel 11.

5. Kokkuvõte

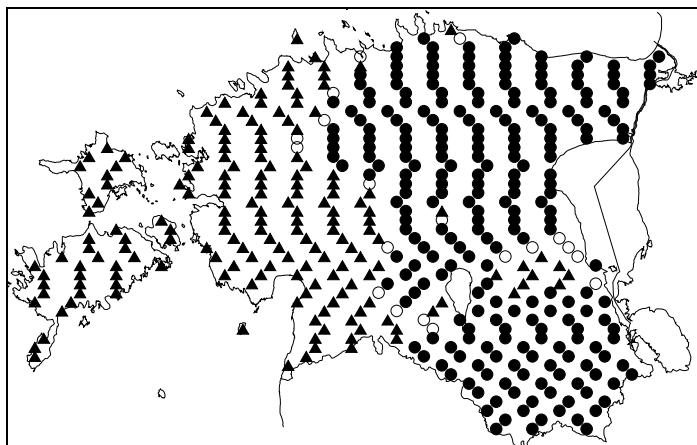
Käesolevas töös analüüsiti Eesti lumikatte paksuse ja kestuse andmestikku. Selgus, et nende statistilised omadused on üsnagi erinevad, kuigi nad kirjeldavad sama nähtust. Ühisteks joonteks oli enamvähem samasugune territoriaalne jaotus ja ajalise muutuse ühtne üldsuund kahanemisele. Nii lumikatte paksuse kui ka kestuse järgi osutusid Eesti kõige lumerohkemateks piirkondadeks Alutaguse, Pandivere kõrgustik, Põhja-Kõrvemaa, Haanja ja Otepää kõrgustikud, kõige lumevaesemaks piirkonnaks aga Saaremaa lääne-rannik. Esimestes piirkondades on keskmine lumikatte paksus veebruaris üle 20 cm, teises aga alla 10 cm. Keskmine lumikatte päevade arv talve jooksul on vastavalt enam kui 120 ja alla 90. Kuu keskmine lumikatte paksus veebruaris ja märtsis on vaadeldava perioodi (1961/1962–2000/2001) jooksul vähenenud ca 10 cm võrra ning aastane lumikatte kestus 26 päeva jagu.

Erinevused lumikatte paksuse ja kestuse statistilistes näitajates ilmneseid ajalise muutlikkuse territoriaalses jaotuses ehk standardhälvete ja trendikordajate kaartidel. Lumikatte paksuse muutlikkus on suurem kõrgustikel ehk Eesti kõige lumisemates piirkondades ja väiksem Lääne-Eesti saarestikus ehk kõige lumevaesematel aladel. Seda



Joonis 12. Lumikatte kestuse peakomponentanalüüsil saadud laadungite kaardid: a) 1. komponent, b) 2. komponent.

Figure 12. Maps of loadings obtained by the use of principal component analysis of snow cover duration: a) 1st component, b) 2nd component.



Joonis 13. Eesti rajoneering lumikatte kestuse alusel. Ring – Ida- ja Kesk-Eesti valdkond, kolmnurk – Lääne-Eesti valdkond. Seest tühjad ringid näitavad üleminekuvööndit.

Figure 13. Regionalisation of Estonia on based on snow cover duration. Circle – East and Central Estonia, triangle – West Estonia region. Empty circles indicate the intermediate zone.

näitavad nii standardhälbed kui ja regressioonikordajad. Perioodi jooksul on lume paksuse negatiivne trend olnud kõige tuntavam just kõrgustikel.

Lumikatte kestuse muutlikkuse territoriaalsed erinevused Eestis on valdavalt vastupidised. Kõige suurem muutlikkus ja tugevam kahanemistendents on iseloomulik Saaremaa lääneosale ja kõige väiksem Kirde-Eestile.

Lumikatte paksuse dünaamika järgi jaguneb Eesti kolmeks valdkonnaks – Põhja- ja Kesk-Eesti, Lääne-Eesti, Kagu-Eesti. Suhteliselt suurem lumikatte paksuse vähenemine on vaatlusperioodil aset leidnud esimeses valdkonnas. Lumikatte kestuse alusel jaguneb Eesti kaheks: Kesk- ja Ida-Eesti, ning Lääne-Eesti. Lääne-Eestit iseloomustab palju tugevam lumikatte kestuse negatiivne trend, kui Kesk- ja Ida-Eestit.

Kirjandus

- Jaagus, J., 1996. Spatial and temporal variability of snow cover duration in Estonia. Estonia. Geographical Studies. (Ed. J.-M. Punning). Estonian Academy Publishers, Tallinn, 43–59.
- Jaagus, J., 1997. The impact of climate change on the snow cover pattern in Estonia. Climatic Change, 36, 65–77.
- Jaagus, J., Truu, J., 2004. Climatic regionalisation of Estonia based on multivariate exploratory techniques. Estonia. Geographical Studies, 9, 41–55.
- Keevalik, S., Tooming, H., 1996. Relationships between surface albedo and spring heat accumulation. Tellus, 48 A, 727–732.
- Kirde, K., 1939. Andmeid Eesti kliimast. Data on Estonian climate. Tartu Ülikooli Meteoroloogia Observatooriumi teaduslikud väljaanded, 3, 153.
- Kivi, R., 1990. Lumikate. Tartu kliima ja selle muutumine viimastel kümnenditel. Eesti Teaduste Akadeemia Astrofüüsika ja Atmosfäärifüüsika Instituut, 167–174.
- Letzmann, J., 1921. Die Höhe der Schneedecke im Ostbaltischen Gebiet. Acta Comm. Univ. Dorpat, A III, 65.
- Liidemaa, H., 1946. Soojuse ringvool lumikattes. Acta et Commentationes Universitatis Tartuensis. Füüsika ja keemia, 1.
- Tooming, H., 1990. Albedo ja kliima. Tartu kliima ja selle muutumine viimastel kümnenditel. Eesti Teaduste Akadeemia Astrofüüsika ja Atmosfäärifüüsika Instituut, 35–50.
- Tooming, H., 1995: Dependence of surface albedo on snow cover duration and other snow parameters in Estonia. Meteorol. Zeitschrift, N. F., 4, 62–66.
- Tooming, H., 1996. Changes in surface albedo and air temperature at Tartu, Estonia. Tellus, 48 A, 722–726.
- Tooming, H., 2002. Dependence of global radiation on cloudiness and surface albedo in Tartu, Estonia. Theor. Appl. Climatol., 72, (3–4), 165–172.
- Tooming, H., Kadaja, J., 1995. Changes in snow cover and surface albedo in Estonia during the last 100 years. Meteorol. Zeitschrift N. F. 4, 67–71.
- Tooming, H., Kadaja, J., 1999. Climate changes indicated by trends in snow cover duration and surface albedo in Estonia. Meteorol. Zeitschrift, N. F., 8, 16–21.
- Tooming, H., Kadaja, J., 2000. Snow cover and surface albedo in Estonia. Meteorol. Zeitschrift, N. F., 9, 97–102.
- Tooming, H., Kadaja, J., 2001. Snow cover depth and water equivalent in Estonia. Third study conference on BALTEX. Ed. Jens Meyverk. International BALTEX Secretariat. Public. No 20, 231–232.
- Тооминг, Х. Г., 1981. Связь среднегодовых значений альbedo и коротковолнового радиационного баланса с теми же показателями ранней весны. Метеорология и гидрология, № 5, с. 48–52.

Regionalisation of Estonia by the Snow Cover Regime

Jaak Jaagus¹ and Jüri Kadaja²

¹*Institute of Geography, University of Tartu,*

²*Estonian Research Institute of Agriculture*

Summary

The objective of this study is to analyse snow depth and snow cover duration data sets and to create a regionalisation scheme for Estonia based on snow cover data. Thereby, the differentiation is not made using absolute values, but coherent fluctuations. Therefore, the snow cover regions should reflect areas with coherent variations of snow cover characteristics having a significant correlation inside the regions.

It was determined that the statistical properties of snow depth and snow cover duration are quite different although they describe the same phenomenon. The mean spatial distribution and decreasing trend were similar for the both variables. The richest-in-snow regions in Estonia are its northern and northeastern parts and uplands of southeastern Estonia. The region of least snow is located on the western coast of the Island of Saaremaa. In the first regions, the mean snow depth in February is more than 20 cm, in the second region – less than 10 cm. The mean number of days with snow cover during a winter is 120 and 90, correspondingly. During the study period (1961/1962–2000/2001), the monthly mean snow depth in February and March has decreased by ca 10 cm and the snow cover duration during a winter has decreased by 26 days.

Differences in statistics of snow depth and snow cover duration appeared in a spatial distribution of standard deviations and slopes (regression coefficients). Temporal variability of snow depth is the highest on uplands, i.e. in the richest-in-snow regions. There are the highest standard deviations and slopes. The highest negative trend in snow depth is observed on uplands.

Variability of snow cover duration has a nearly opposite pattern. The highest standard deviation and the strongest decreasing trend are typical for the western part of Saaremaa Island. The lowest values are present in the southeastern Estonia.

Regionalisation is realised using principal component analysis. According to the dynamics of snow depth, Estonia is divided into three regions – North and Central Estonia, West Estonia and Southeast Estonia. Comparatively higher decrease during the observation period has occurred in the first region. Based on snow cover duration, Estonia is divided into two regions: East and Central Estonia and West Estonia. The West Estonia region is characterised by a much stronger decreasing trend in snow cover duration than the East and Central Estonia region.

Tartu ilmajaamade õhutemperatuuride võrdlus

Marili Sits ja Piia Post

Tartu Ülikooli keskkonnafüüsika instituut

1. Sissejuhatus

Õhutemperatuur on kõige olulisem meteoelement, mis väga hästi iseloomustab ilmastikuolusid. Eestis on õhutemperatuuri mõõdetud episoodiliselt 18. sajandi algusest, kuid esimene püsivam andmeseeria algab aastaga 1774 (Tarand, 1999). Tänapäeva mõttes täpseteks võib lugeda temperatuuri mõõtmisi Tallinnas ja Tartus ligikaudu aastast 1850. A. Tarand on moodustanud Tallinna õhutemperatuuri kohta kuukeskmiste aegrea, mis algab aastaga 1756, kasutades lähisjaamade mõõtmisi puuduvate andmete taastamiseks (Tarand, 2003). Tartu pidev vaatlusrida sai alguse 1865. a 2. detsembril, kui Arthur Joachim von Oettingen alustas meteoroloogilisi vaatlusi oma majas. Sellest andmerekast lähtub ka Kaarel Kirde oma teose “Andmeid Eesti Kliimast” Tartu osas, kus on temperatuurist antud väga põhjalik ülevaade (Kirde, 1939). Kärner ja Meitern (2006) on vaatluse alla võtnud ka varasemad episoodilised andmed, uurides nõnda Tartu temperatuuri muutlikkust viimase 200 aasta jooksul. Samas artiklis on ka pikem ülevaade temperatuuri mõõtmistest Tartus nende 200 aasta jooksul.

Pärast ligi 50-aastast vaheaega (1949. aastal koliti Tartu ilmajaam linnast välja Ülenurmele) alustati 1999. aasta 1. novembril Tartu linnas taas pidevaid meteomõõtmisi: tööd alustas Tartu Ülikooli keskkonnafüüsika instituudi (TÜ FKKF) ilmajaam. Vaatluskoht ei vasta WMO nõuetele meteovõrgustiku ilmajaama kohta, sest asub keset linna, 4-korruselise maja (Tähe 4) katusel. Kuid maja katusel olev vaateplatvorm on ümbritsevatest hoonetest kõrgem ja tuuled pole ühestki suunast varjatud, mis kindlustab hästisegunenud linnaõhu omaduste registreerimise. Selline mõõtmiste asukoht on sobiv linnaelanikele hetke ilma jälgimiseks, sest ilmajaama andmed on otseajas jälgitavad Internetis (<http://meteo.physic.ut.ee>), aga ka Tartu linna kliima uurimiseks. On võimalik teha järeldusi linnaefekti kohta, sest Tartu läheduses saab võrdlusandmeid isegi kahest võrgustikujaama nõuetele vastavast meteojaamast. Esimene neist paikneb Ülenurmel ning oli meteoteenistuse Tartu ilmajaam aastatel 1950–1996. Ülenurme ilmajaam töötab katkematult tänaseni kui AS Tartu Lennujaama ilmasteenistus. Tõraveres alustati meteoroloogilisi mõõtmisi 1964. aastal ning 1997. aastal sai sellest jaamast Eesti Meteoroloogia ja Hüdroloogia Instituudi (EMHI) Tartu-Tõraverre meteoroloogijaam.

Käesoleva töö eemärgiks on hinnata TÜ FKKF ilmajaamas 5 aasta jooksul mõõdetud temperatuuride usaldusväärsust, kasutades võrdlusmaterjalina kahe ülejäänud Tartu ilmajaama samal perioodil mõõdetud andmeid. Mõõtmiste usaldusväärsuse kontroll on oluline ka seetõttu, et anda infot võimalikele uurijatele, kes kasutavad andmeid Internetist vabalt kasutatavast mõõtmiste arhiivist. Ühtlasi saab neist võrdlustest teha järeldusi kõigi Tartu jaamade mikrokliima kohta. Nõnda on R. Kivi oma diplomitöös võrrelnud Ülenurmel ja Tõraveres mõõdetud õhutemperatuure aastatel 1955–1984 ning jõudnud järeldusele, et Tõraveres mõõdetud temperatuurid on Ülenurme omadest valdavalt madalamad (Kivi, 1995). Kindlasti on huvipakkuv ka küsimus, missugune neist kolmest jaamast esitab Tartu kliimat, sest teatavasti asuvad need kolm jaama väga lähestikku. J. Jaagus (1999) on oma artiklis juhtinud tähelepanu seoses viimastel aastatel

mõõdetud temperatuuridega sellele, et Eesti piires on keskmine õhutemperatuurierinevus enam kui 5 °C, kusjuures õhutemperatuur kasvab idast läände, samas suunas kasvab ka kliima merelisis ning väheneb kontinentaalsus.

2. Andmed ja meetodika

Temperatuuri andmete võrdlemisel on kasutatud järgmise kolme ilmajaama andmeid: Tartu Ülikooli keskkonnanävisia instituudi ilmajaam (edaspidi lihtsalt Tartu ilmajaam), EMHI Tartu-Tõravere meteoroloogiajaam (edaspidi Tõravere ilmajaam) ja Tartu Lennujaama ilmateenistus (edaspidi Ülenurme ilmajaam).

Tartu ilmajaam asub Tartus Tartu Ülikooli füüsikahoone katusel, mille kõrgus merepinnast on 77 m ning maapinnast 20 m. Jaam töötab alates 1999. aasta novembrist. Alguses kasutati komplekselt firma Conrad automaatset meteojaama. Kuna tegemist on odava ning siseõhutingimustele sobiva meteojaamakomplektiga, siis selle temperatuuriandur asendati juba 2000. aasta märtsis tunduvalt täpsema ja ilmastikukindlama firma Evikon anduriga. 2001. aasta suvel rikkus välg nii ilmajaama kontrolleri kui ka mõõtearvuti, mistõttu temperatuuri andmed Tartu kohta puuduvad alates 18. juulist kuni augusti lõpuni. 2001. aasta detsembrist alates on kasutusel juba kolmas temperatuuriandur, mis mõõdab tänaseni. See on samuti firma Evikon andur E2254-30-5, mille temperatuuri mõõtevahemik on -50 °C kuni +50 °C ja mõõteviga on ± 1 °C.

Tõravere asub Tartust umbes 20 km edela suunas ning seal mõõdetakse meteolemente alates 1964. aastast. Vaatlusväljaku kõrgus merepinnast on 70 m. Kuni 2003. a novembrini mõõdeti õhutemperatuuri statsionaarse psühromeetri kuiva termomeetri järgi. Praegu töötab automaatiilmajaam Vaisala MILOS 520, mille temperatuurianduri mõõtevahemik on -40 °C kuni +60 °C ja mõõteviga on $\pm 0,2$ °C.

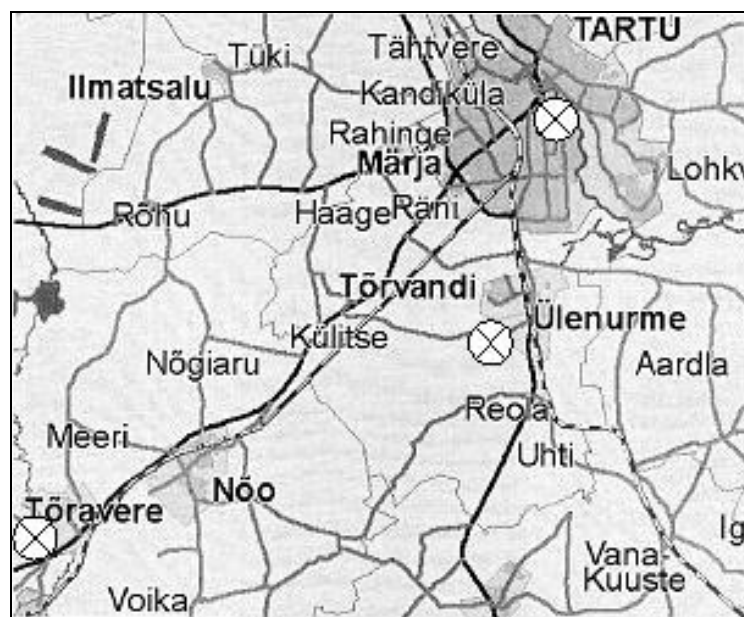
Ülenurme lennujaam asub Tartust umbes 7 km lõuna suunas ning sealses ilmajaamas mõõdetakse õhutemperatuure alates 22. juulist 1949. Vaatlusväljaku kõrgus merepinnast on 62 m. Õhutemperatuuri on kogu mõõteperioodi vältel mõõdetud statsionaarse psühromeetri kuiva termomeetri järgi.

Kõigi kolme jaama temperatuuriandurid paiknevad meteoroloogilistes onnides 2 m kõrgusel maapinnast (Tartus katusest).

Joonisel 1 esitatud kaardilt on võimalik saada hea visuaalne ülevaade kolme ilmajaama asukohtadest. Tartu ja Ülenurme ilmajaam paiknevad peaaegu ühisel põhja-lõuna suunalisel joonel ning Tõravere ilmajaam jääb neist kümmekond kilomeetrit lääne poole. Kuna Tartu ilmajaam asub Tartu kesklinnas, siis on Tartu ja Tõravere ilmajaamade vahe ligikaudu 20 km, Tartu ja Ülenurme ilmajaamade vahe 7 km ning Tõravere ja Ülenurme ilmajaamade vahe on umbes 14 km.

Temperatuuriandmete võrdlusi on tehtud 5-aastase perioodi kohta: alates 31. oktoobrist 1999 kella 21 GMT kuni 31. oktoobrini 2004 kella 18 GMT. Seega algab ööpäev GMT järgi kell 21 nagu see WMO võrgustikus kombeks on. Eesti kohalikus ajas on see talveaja järgi kell 23 ning suveaja järgi kell 24. November on valitud alguskuuks seetõttu, et Tartu ilmajaam alustas tööd novembrist, samuti asendati 2003. aasta novembrist Tõravere käsitsi mõõtmise automaatiilmajaamaga ning novembrist algab ka külm poolaasta. Töös on kasutatud kolmetunnise intervalliga mõõdetud tähtajalisi andmeid: iga ööpäeva kohta kaheksal GMT kellajal – 21, 0, 3, 6, 9, 12, 15, 18. Käsitsi mõõdetud andmed on vedeliktermomeetri hetkenäidud, Tartu ilmajaama temperatuurid on

viie minuti keskmistatud väärtused ning Tõravere hetkenäidud on täistunnil üle 1 min keskmistatud temperatuurid.



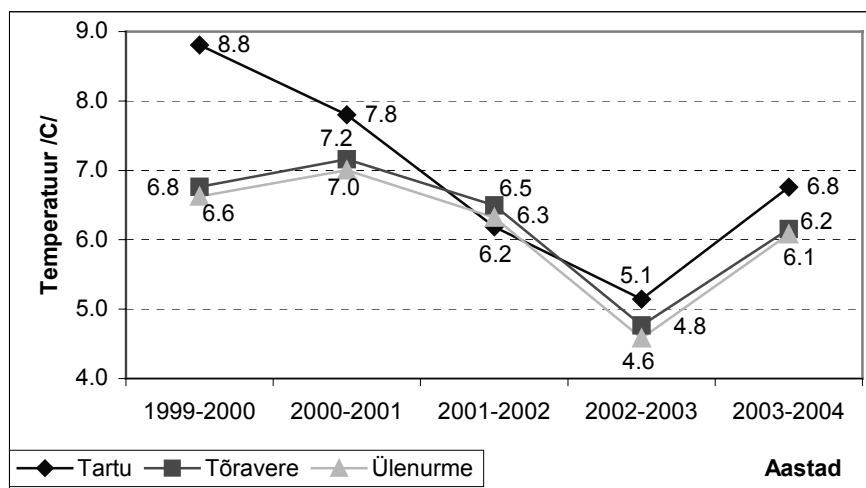
Joonis 1. Kolme ilmajaama asukohad. Mõõtkava: 1 cm kaardil vastab 2 km looduses.
Figure 1. Locations of three meteorological stations. Scale of the map 1:200 000.

Andmeid on töödeldud andmetöötluspaketiga *MS Excel*. Esiteks on arvutatud tähtajaliste andmete alusel ööpäevased keskmised, siis kuukeskmised ning lõpuks aastakeskmised temperatuurid kõigis jaamades. Selleks, et uurida temperatuuri kuukeskmist ööpäevast käiku, on arvutatud kõigi tähtaegade jaoks kuukeskmised temperatuurid.

Temperatuuride erinevuste arvutamisel on valitud põhijaamaks Ülenurme, sest selles jaamas pole vaadeldava viie aasta jooksul toimunud mõõtmismetoodilisi muudatusi.

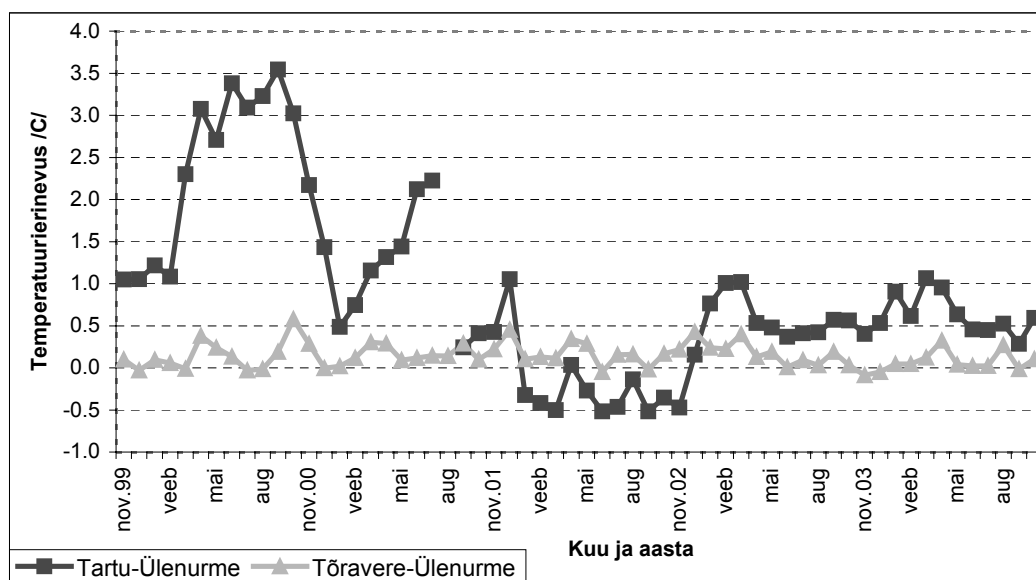
3. Tulemused

Alustame kõige üldisemast – aastakeskmiste võrdlusest. Joonisel 2 on toodud kolmes Tartu ilmajaamas mõõdetud õhutemperatuuride aastased keskmised. Aastakeskmisena on kõige soojem Tartu ilmajaam, vaid aastal 2001/02 on Tartu temperatuur teistest madalam. Esimese aasta temperatuurierinevused Tartu ja kahe teise ilmajaama vahel on liiga suured, et olla realistlikud. Teisel aastal on Tartu andmetest puudu enam kui kuu aja mõõtmised. Kolmel viimasel aastal jääb erinevus $-0,3$ ja $+0,7$ K vahele, mis võib olla põhjustatud jaamade mikrokliimaatilistest tingimustest. Tõravere ja Ülenurme jaamade aastakeskmiste temperatuuride erinevused on kõigi viie aasta jooksul ühtlased, keskmiselt on erinevus $0,2$ °C. Ülenurmes on alati jahedam.



Joonis 2. Kolmes ilmajaamas mõõdetud õhutemperatuuride aastakeskmised.

Figure 2. Annual mean air temperatures measured at Tartu, Tõravere and Ülenurme meteorological stations.

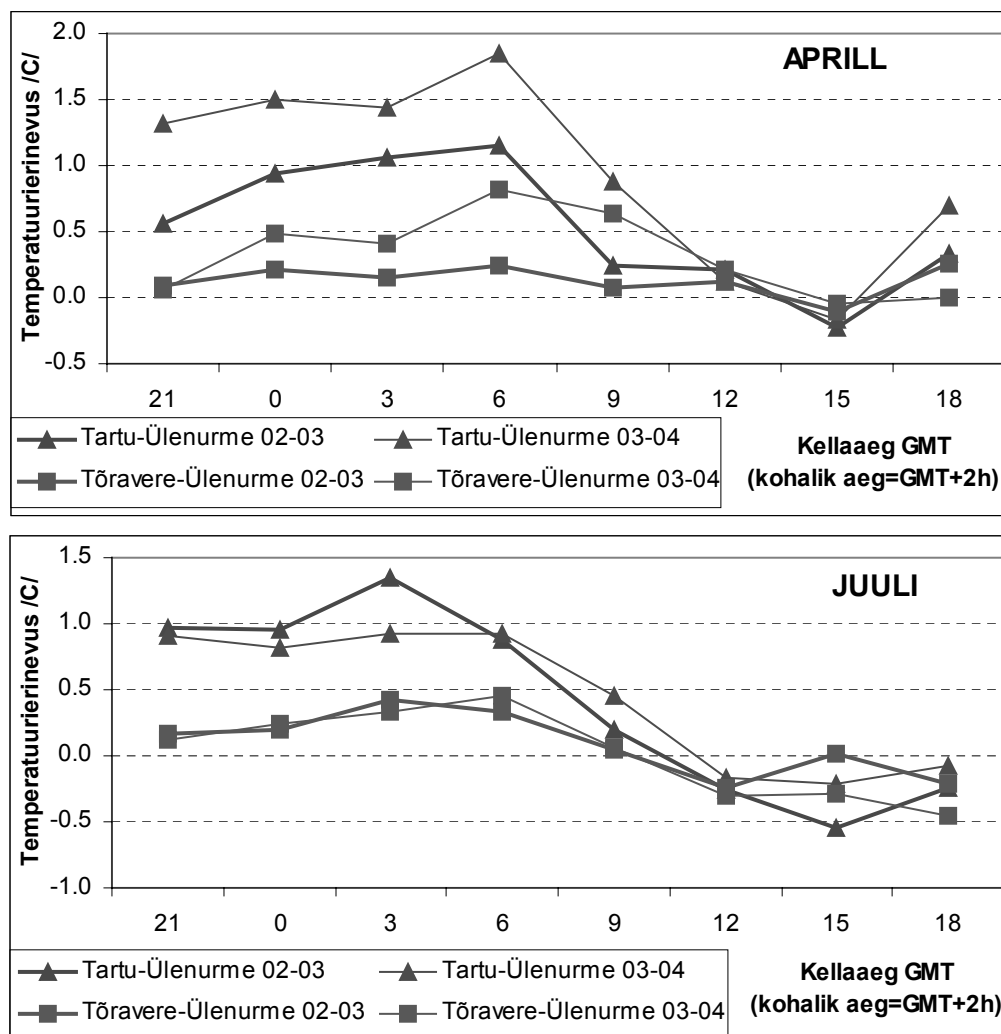


Joonis 3. Õhutemperatuuride kuukeskmiste erinevused Tartu ja Ülenurme ning Tõravere ja Ülenurme vahel perioodil november 1999 kuni oktoober 2004.

Figure 3. Differences in monthly mean temperatures between Tartu and Ülenurme and Tõravere and Ülenurme for the time period from Nov 1999 to Oct 2004.

Joonisel 3 on esitatud Tartu ja Tõravere ilmajaamade kuukeskmiste temperatuuride vahed Ülenurmel mõõdetud temperatuuride suhtes. Sedasi arvatud temperatuurierinevused on valdavalt positiivsed, mis kinnitab R. Kivi järeldusi Tõravere ja Ülenurme temperatuurierinevuste suhtes (Kivi, 1985). Kui Tõraveres ja Ülenurmes mõõdetud

õhutemperatuurid on sarnased (vahe jääb enamasti alla 0,5 K), siis Tartus ja Ülenurmel mõõdetud temperatuurides on väga suur erinevus (kuni 3,5 K) teise anduri mõõtmiste ajal (alates märtsist 2000). 2002. a jaanuarist kuni 2002. a detsembrini on Tartus ja Ülenurmel mõõdetud temperatuuride erinevus vastupidine võrreldes teiste aastatega – Tartus on mõõdetud madalamaid õhutemperatuure kui Ülenurmel. Kahjuks puudub Tartu ilmajaama kohta korralik logiraamat, kus oleksid registreeritud kõik kalibreeringute muutmised. Kuid joonis 3 annab tunnistust sellest, et anomaalne 2002. aasta Tartu temperatuurides on tingitud teise Evikoni anduri esialgsest valest kalibreeringust. Kalibreeringut on ilmselt muudetud 2003. aasta alguses.

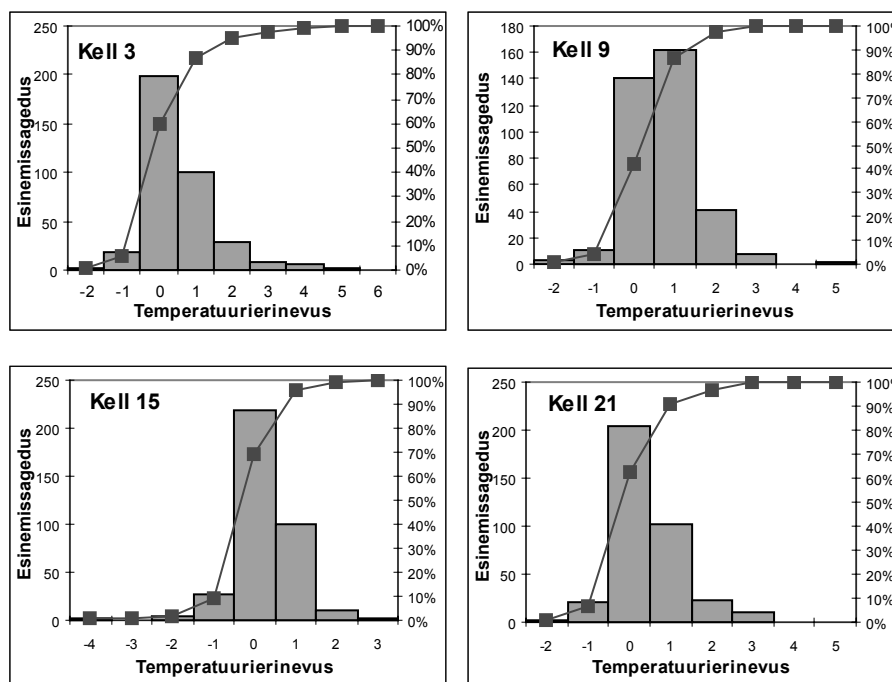


Joonis 4. Kuukeskmised temperatuurierinevuste ööpäevased käigud aprillis ja juulis aastatel 2003 ja 2004.

Figure 4. Monthly mean daily cycles of temperature differences between Tartu and Ülenurme and Tõravere and Ülenurme for July and April in years 2003, 2004.

Kahel viimasel aastal on Tartus ja Ülenurmel mõõdetud temperatuuride erinevused väiksemad, jäädes üldiselt alla 1 K. Neis erinevustes on sees aastane käik: talvel on erinevused Tartu ja Ülenurme temperatuuride vahel suuremad ning suvel väiksemad. See on selgitatav esiteks üldise linnaefektiga ning teiseks talvine soojus võib olla tingitud ka otseselt füüsikahoone kütmisest.

Kokkuvõtteks kuukeskmete temperatuuride analüüsist võib öelda, et kuni 2003. a jaanuarini ei ole Tartus mõõdetud õhutemperatuurid usaldusväärsed.



Joonis 5. Tõravere ja Ülenurme temperatuuride erinevuste histogrammid ajavahemikul nov 2003 – nov 2004 kell 3, 9, 21 ja 15 GMT (temperatuurierinevus = $(t^0(\text{Tõraveres}) - t^0(\text{Ülenurmel}))$). Parempoolne telg näitab kumulatiivseid sagedusi.

Figure 5. Histograms of temperature differences for different times of day between Tõravere and Ülenurme for the period from Nov 2003 – Oct 2004. Right-side axis shows cumulative frequencies.

Uut teavet temperatuurierinevuste põhjuste kohta Tartu jaamades annab ka ööpäevaste käikude analüüs. Selleks on joonisel 4 esitatud temperatuurierinevuste ööpäevased käigud kahe viimase aasta aprilli ja juuli jaoks. Kevad- ja suvekuu on valitud seetõttu, et hoiduda Tartu puhul maja kütmise efektidest. Jälle on Tartu ja Tõravere jaamade temperatuuridest lahutatud Ülenurme temperatuurid. Joonistelt on näha, et kõige suuremad on temperatuurierinevused öösi: maksimumiga päikesetõusu paiku. See on tingitud nn linnaefektist Tartus – linnas kiirgavad majad öösel tagasi soojust, mille nad päeval talletasid. Lagedal maa-alal sellist öist lisasoojusallikat pole. Linnaefekt on osaliselt tingitud ka aurumisrežiimi muutumisest, sest linnas on maapind enamuses

sillutatud ning sademed ei saa valguda pinnasesse, kust nende vesi pärast uuesti auruks ning sellega õhku just hommikutundidel jahutaks. Linnaefekt seisnebki just kõrgemates õistes temperatuurides. Juulikuu jooniselt on näha, et pärastlõunased temperatuurid Tartus ja Tõraveres on isegi madalamad kui Ülenurmes. Tartu puhul võib see olla tingitud hästi läbisegunenud õhukihist, sest mõeldame me ju Ülenurmest erinevalt paarikümne meetri kõrgusel maapinnast. Kõige kõrgemad temperatuurid on suvistel pärastlõunatel, aga otse maapinna lähedal.

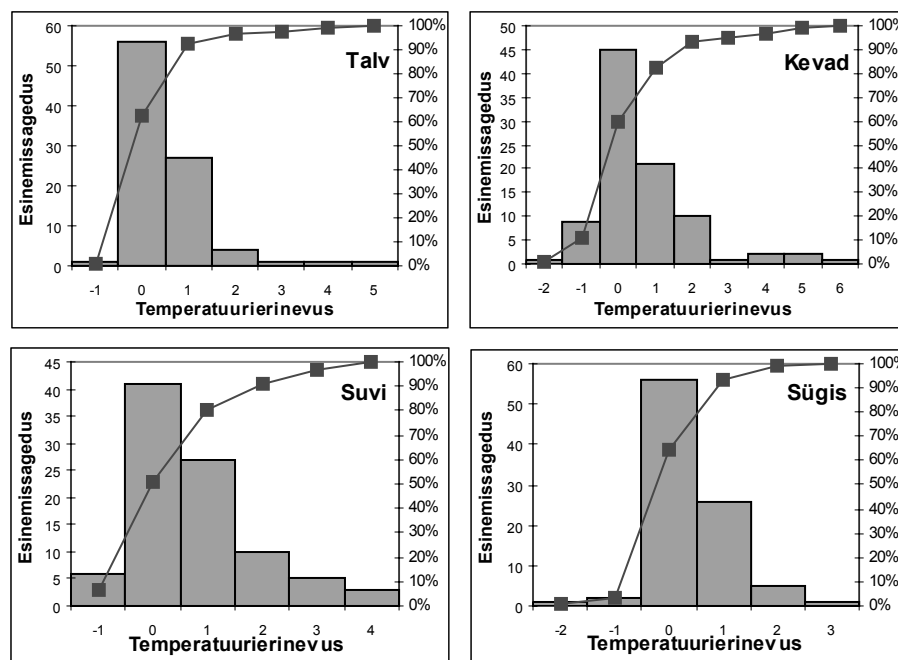
Selgitamaks Tõravere ja Ülenurme mikrokliimaatilisi erinevusi, joonistasime välja nende kohtade tähtajaliste temperatuuride vahede histogrammid. Jooniselt 5 on näha, et kõige sagedasem temperatuuride erinevus on $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$ kuni $0\text{ }^{\circ}\text{C}$, ehk Ülenurmel mõõdetud temperatuurid on natuke kõrgemad kui Tõraveres. See tendents on valdav enamusel tähtaegadel, erandiks on vaid kell 6 ja 9 GMT (esimest pole joonisel toodud). Kuukeskmiste tasemel oli aga vastupidi, Tõravere Ülenurmest valdavalt soojem. See on seletatav temperatuuride sagedusjaotuse väljavenitatusena positiivsete vahede suunas: Ülenurmest kõrgemaid temperatuure mõõdetakse Tõraveres harvem, kuid sellisel juhul on Tõraveres oluliselt soojem, maksimaalselt kuni $6\text{ }^{\circ}\text{C}$. Tõraveres on Ülenurmest valdavalt soojem vaid hommikuti ja enne lõunat, teistel kellaaegadel aga natuke jahedam.

Näitena on toodud ainult neli histogrammi, sest ülejäänud histogrammid on siin toodutele sarnased – kella 12-ne on sarnane 15 GMT; kell 0 GMT, 3 GMT, 6 GMT ja 21 GMT on omavahel kõik sarnased; kell 9 GMT ja kell 18 GMT on sarnased.

Joonisel 6 on toodud histogrammid Tõravere “miinus” Ülenurme temperatuuride kohta aastaegade kaupa kell 3 GMT. Talveks on loetud kolm kuud alates detsembrist, kevadeks alates märtsist, suveks alates juunist ja sügiseks alates septembrist. Ka need histogrammid on eelnevatele sarnaselt välja venitatud positiivsete väärtuste suunas, ehk Tõravere temperatuurid on Ülenurme temperatuuridest oluliselt kõrgemad, kuid tavaliselt on natuke madalamad. Üle poolte mõõtmistest annavad Tõraveres madalama temperatuuri kui Ülenurmel. Erandiks on vaid suvi, siis on 0-st suuremaid ja väiksemaid temperatuurierinevusi võrdselt. Kõige suuremad temperatuuride erinevused esinevad kevadeti.

4. Kokkuvõte

Käesolevas töös võrreldi 1999. aasta novembrist kuni 2004. aasta oktoobrini Tartus, Tõraveres ja Ülenurmel mõõdetud õhutemperatuure, eesmärgiga kontrollida TÕ ilmajaama temperatuuriandmete usaldusväärsust. Esimene üldine järeldus selle töö põhjal on, et Tartus mõõdetakse aastakeskmisena kõrgemaid temperatuure kui Tõraveres ja Ülenurmel. Tõraveres ja Ülenurmel mõõdetud õhutemperatuurid on lähedased, aastakeskmiste vahe jääb alla $0,2\text{ K}$, seega Tõraveres on kõigil aastatel olnud soojem. Kuukeskmiste õhutemperatuuride võrdlusest võib järeldada, et kuni 2003. aasta alguseni pole Tartus mõõdetud temperatuurid usaldusväärsed: augustini 2002 on kuukeskmiste temperatuuride erinevused Tartus ja Ülenurmel liiga suured (kuni $3,5\text{ K}$) ning jaanuarist detsembrini 2002 on temperatuuride erinevus vastupidine võrreldes teiste aastatega. 2002. aasta Tartu tähtajalised temperatuurid järgivad küll Ülenurme temperatuuridega sarnast lühiajalist muutlikkust, kuid temperatuurid ise on liiga madalad. See viitab anduri valele kalibratsioonile ning neid andmeid oleks võimalik vastavate üleminekukoefitsientidega parandada.



Joonis 6. Tõravere ja Ülenurme temperatuuride erinevuste histogrammid kell 3 GMT 2003-2004 aastaegade kaupa: talv – det, jaan, veebr; kevad – märts, apr, mai; suvi – juuni, juuli, aug; sügis – sept, okt, nov. Parempoolne telg näitab kumulatiivseid sagedusi.

Figure 6. Histograms of temperature differences between Tõravere and Ülenurme for years 2003 to 2004 for different seasons. Winter: DJF, spring: MAM, summer: JJA, autumn: SON. Right-side axis shows cumulative frequencies.

Tartus registreeritud õhutemperatuur on kõrgem tänu linnaefektile ning kütteperioodil ka füüsikahoone kütmisele, mis on jälgitav ka ööpäevaste käikude erinevusena – päeval on kolme jaama temperatuurid sarnased, aga öösel ei jahtu Tartus õhk nii maha ja temperatuur on palju kõrgem kui Tõraveres ja Ülenurmes.

Tõraveres ja Ülenurmel on temperatuuride erinevused põhjustatud jaamade asukohtade mikrokliimaatilistest erinevustest – Tõravere vaatlusväljak asub mäe otsas, kuid on varjatud kõigist külgedest kõrgete puude või hekkidega, Ülenurme väljak asub lagedal väljal, lennujaama vahetus läheduses, vaid põhja pool on lennujaama hoone. Kui Tartu ja Ülenurme jaam asetsevad peaaegu põhja-lõuna teljel, siis Tõravere jaam jääb neist kümnekond km läänepoolse, mis annab Ülenurme jaamale Tartu ilma kajastajana kindlasti eelise, sest frondid liiguvad valdavalt läänest itta ning seetõttu on tähtajalised temperatuurid Ülenurmel Tartuga sarnasemad kui Tõraveres. Pikemaajaliste keskmiste puhul silutakse see efekt välja.

Ka kuukeskmiste tasemel on Tõraveres üldjuhul soojem kui Ülenurmes, kuid uurides tähtajaliste temperatuuride erinevusi neis paigus selgusid mitmed huvitavad faktid. Tähtajaliste vaatluste järgi on enam kui pooltel mõõtmistel registreeritud Ülenurmes Tõraverest kõrgem temperatuur, aga enamasti on see erinevus väiksem kui 1 °C. Juhul kui

Tõravere temperatuur on Ülenurme omast kõrgem, on erinevus suurem kui 2 °C ning seetõttu tulevad ka kuukeskmised ja aastakeskmised temperatuurid Tõraveres kõrgemad kui Ülenurmes. Siit oleks huvitav edasi uurida nende jaamade ööpäevaste maksimumide ja miinimumide erinevusi, mis annaksid veel enam infot jaamade mikrokliima kohta.

Tänuavaldused

See artikkel on valminud tänu paljude toredate inimeste abile ja kaastööle. Suured tänusõnad AS Tartu Lennujaama ilmateenistuse ning EMHI töötajatele temperatuuri andmete eest ning tänud ka Sander Mirmele TÜ FKKEF ilmajaama kohta antud informatsiooni eest. Tööd on toetatud ETF grantist 4347.

Kirjandus

- Jaagus, J., 1999. Uusi andmeid Eesti kliimast. Publ. Inst. Geogr. Univ. Tartuensis, 85, 28–38.
Kirde, K., 1939. Andmeid Eesti kliimast. Tartu, 143 lk.
Kivi, R., 1985. Õhutemperatuuri režiim Tõraveres (Tartus) ajavahemikul 1955–1984. Diplomitöö. Tartu, 52 lk.
Kärner, O., Meitern, H., 2006. Õhutemperatuuri muutustest Tartus viimase 200 aasta jooksul. Käesolevas kogumikus, 133–143.
Tarand, A., 2003. Tallinnas mõõdetud õhutemperatuuri aegrida. Publ. Inst. Geogr. Univ. Tartuensis, 93, 24–36.

Comparison of Air Temperatures Measured at Three Tartu Meteorological Stations

Marili Sits and Piia Post

Institute of Environmental Physics, University of Tartu

Summary

Air temperature measured at the meteorological station of the University of Tartu Institute of Environmental Physics (UT IEP), at the Tõravere meteorological station that belongs to the Estonian Institute of Meteorology and Hydrology and at the Ülenurme Airport meteorological station are compared for the time period from Nov 1999 to Oct 2004. The distances between meteorological stations are from 7 to 20 km. The aim of the work was to control the validity of the measurements at the University of Tartu station that has worked only for these 5 years and was first equipped with quite cheap temperature sensors. The station of the university is situated on the roof of the Physics building of the university, about 20 m higher from the surface and also higher up over the surrounding buildings. Other two stations fulfil the demands of WMO standards to meteorological stations, both being situated out of town in the fields.

The measurements carried out at the UT IEP station are reliable only from January 2003. At the beginning of the measurements the temperature sensors and their calibration were not valid. The overall tendency is that the temperature measured in Tartu was always higher than in Tõravere or Ülenurme, which can be explained with the urban effect. At the annual mean level, Tõravere is up to 0.2K warmer than Ülenurme, depending on the year. At the monthly mean level, Tõravere is also mostly warmer than Ülenurme, but if to compare the instant measurements, then at more than

a half of the cases, it is vice versa. The histograms of instant measurements show that if the temperature is higher in Tõravere than in Ülenurme, the difference is larger than 2K, but if Ülenurme is warmer, the difference in temperatures is less than 1 K. This larger, but less often observable difference can be explained with the warm fronts coming mostly from the west and arriving first to Tõravere and later to Ülenurme. The same effects would be interesting to investigate also using daily maximum and minimum temperatures.

Unikaalsed lainetuse tingimused Läänemerel 2005. a jaanuaris

Tarmo Soomere

Tallinna Tehnikaülikooli Küberneetika Instituut

1. Tuulelainete parameetrid

Sõnaga „laine” assotsieerub tavaliselt füüsikatundidest tuttav siinusekujuline profiil. Selline lähendus on lihtsaim võimalus tuulelainete kirjeldamiseks ning see kujutab endast lineaarse laineteooria üht rakendust. Lineaarsus tähendab siin mitte seda, et näiteks laine profiil (veepind) oleks sirge kui joonlaud, vaid olukorda, kus laineid kirjeldavad lineaarsed diferentsiaalvõrrandid. Lineaarse teooria aluseks on eeldus, et kahe või enama laine liitumisel tekib alati sama tüüpi laine.

Lineaarse pinnalaine omadused on täielikult määratud laine pikkuse L või perioodiga T , laine kõrgusega ning vee sügavusega H . Nendest omadustest rääkides ja kirjutades peab olema tähelepanelik, et mitte segamini ajada üksiku laine kõrgust, mis kirjutatakse lahku, keeruka lainevälja omadusi iseloomustava lainekõrgusega, mis kirjutatakse kokku ning mida määratletakse erinevates allikates üsna erinevalt.

Laine kõrgus on vahemaa laineharjalt lainevao põhjani. Laine amplituud iseloomustab veepinna nihkumist tasakaaluasendi suhtes. Kui laineharja kõrgus rahuliku veepinna suhtes on võrdne lainevao sügavusega, on amplituud pool laine kõrgusest. Nõnda on see lineaarsetes lainetes, mille puhul veepinna kõrgus avaldub kujul $\eta = a \sin(kx + \omega t)$ ning laine amplituud on a ja kõrgus $2a$.

Laine pikkus on vahemaa kahe järjestikuse laineharja vahel. Sageli on mugavam kasutada lainearvu (mitmemõõtmelistel lainetel lainevektorit) $k = 2\pi/L$. Ka siin tuleb teha vahet konkreetse laine pikkuse ja näiteks merel mõõdetud tormilainete tüüpilise lainepikkuse vahel. Laine periood on liikumatu vaatleja jaoks ajavahemik kahe järjestikuse laineharja saabumise vahel. Perioodi pöördväärtus on sagedus. Sageli kasutatakse ring- või nurksagedust $\omega = 2\pi/T$.

Lainet iseloomustavaid suurusi ei saa meelevaldselt valida. Laine kõrgus ei sõltu otseselt teistest laine parameetritest, kuid väga kõrgete lainete puhul lineaarne laineteooria lihtsalt ei kehti. Pinnalainete pikkus ja periood on omavahel seotud dispersiooniseosega $\omega = \sqrt{gk \tanh(kH)}$, kus g on gravitatsioonikiirendus ning $\tanh(x) = (e^x - e^{-x}) / (e^x + e^{-x})$ on nn hüperboolne tangens.

Keerukate laineväljade puhul on lainekõrguse täpne definitsioon ning ta tehniline mõõtmine võrdlemisi keerukad. Erinevad autorid ja käsiraamatud kasutavad üpris erinevaid lainekõrguse iseloomustusi. Allpool kasutatakse valdavalt olulist lainekõrgust H_S . See defineeriti algselt 1/3 kõrgeimate lainete keskmise kõrgusena $H_{1/3}$. Mõõtmistehnika täiustudes määratleti see lainete energiaspektri kaudu kui neljakordne veepinna standardhälve. Oluline lainekõrgus on $\sqrt{2} \approx 1,4$ korda suurem ruutkeskmisest lainekõrgusest ning $4/\sqrt{2\pi} \approx 1,6$ korda suurem lainete kõrguste aritmeetilisest keskmisest (Massel, 1989, vt vastavaid seoseid ka Soomere, 2003a,b). Olulise lainekõrguse

väärtusi on lihtne võrrelda ajalooliste lainevaatlustega, kuna nad langevad 5–10% täpsusega kokku visuaalselt hinnatud lainekõrgustega.

Keerukas on ka reaalsete laineväljade perioodi iseloomustamine. Praktikas kasutatakse enamasti kas kaalutud keskmist perioodi (kaaludeks tavaliselt komponentide amplituudid) või maksimaalse kõrgusega lainetele vastavat perioodi ehk domineerivat perioodi. Viimast hüütakse ka (lainetuse energia)spektri tipp-perioodiks (*peak period*). Vahel lähendatakse lainevälja energiaspektrit (mis kirjeldab, kuidas on lainete energia jaotunud erinevate pikkuste või perioodidega ja/või erinevates suundades levivate komponentide vahel) etteantud (tavaliselt nn JONSWAPi, Komen jt, 1994) spektriga. Iseloomulikuks või domineerivaks perioodiks loetakse nõnda leitud spektri maksimumile vastava lainekomponendi periood ning keskmiseks perioodiks selle spektri kaalutud keskmist perioodi. Erinevate lainekõrguse ja perioodi definitsioonide kasutamine raskendab teataval määral erinevate tehnoloogiate abil mõõdetud lainetuse parameetrite võrdlemist.

2. Lainetuse mõõtmised Läänemere põhjaosas

Lainetuse enam-vähem regulaarsed mõõtmised on Läänemerel praeguseks kestnud üle 200 aasta. Esimesed andmed Tallinna sadama juures tehtud regulaarsetest ilmavaatlustest, mis tõenäoliselt sisaldasid ka lainetuse vaatlusi, pärinevad 1805. a novembrist (R. Vahter, EMHI, personaalne informatsioon, 2002). Aegade jooksul on osa andmeid kadunud. Ajavahemikul 1805–1893 on Tallinna sadamas tehtud vaatluste aegrida katkendlik ning vaatlusmaterjalid aastaist 1921–1946 puuduvad.

Rannalt teostatud lainetuse vaatlused üldiselt ei anna objektiivset pilti avamerel valitsevatest tingimustest (Orlenko, 1984). Eesti rannavetes on vastav analüüs teostatud Tallinna lahe jaoks. Seal tehti alates 1955. a lainete vaatlusi perspektomeetri abil. Seoses ettevalmistustega 1980. a olümpiamängude purjeregatiks mõõdeti suviti 1973–1980 lainetust kogu Tallinna lahe akvatooriumis, sealhulgas 1978–1980 mitmes vaatluspunktis ka volnograafidega. Vaatlusandmete võrdlus näitas, et rannalt teostatud vaatlused andsid rahuldava ettekujutuse lainete omadustest vaatluspunkti lähistel, kuid olid täiesti ebaadekvaatsed lahe avaosa lainetuse osas (Orlenko, 1984). Näiteks ei ole kuni 1978. aastani üldse märgitud ummiklainetust Tallinna lahes, kuigi tegelikult esineb seda võrdlemisi tihti. Põhjuseks on asjaolu, et pikemad lained kaotavad olulisel määral energiat juba rannast kaugematel aladel, mille sügavus on 10–20 m (Komen jt, 1994) ning on ranna lähistel raskesti märgatavad.

Kaasaegsete vahenditega on lainetuse omadusi Läänemere avaosa põhjapoolses sektoris, Soome lahes ja Botnia merel mõõdetud alates 1970-ndate aastate teisest poolest. Laineenergia uuringute raames installeeriti Rootsi Meteoroloogia ja Hüdroloogia Instituudi poolt 1978. a Almagrundeti majaka lähiste (59°09' pl, 19°08' ip) ja madalmerre Ölandi saarest lõuna pool mere põhja kajaaloodi tüüpi lainetuse mõõteseadmed (Mårtensson ja Bergdahl, 1987). Samaaegselt paigutati ujuv lainepoi Hoburgi lähiste Gotlandist lõunas asuvale merealale. Nimetatud kohtades on vee sügavus 20–30 m ning need kohad on avatud enamusele valitsevate tuulte suundadest. Almagrundeti lähistel töötasid seda tüüpi seadmed 2003. aastani. Seadmestiku ja mõõtemetoodika spetsiifika tõttu sisaldavad saadud aegread üsna palju ebakorrektsaid mõõtmistulemusi. Nende analüüsi sisaldav publikatsioon on ettevalmistamisel.

Kvalitatiivne hüpe lainetuse omaduste mõõtmise kvaliteedis toimus, kui 1996. a septembris paigaldati Soome Mereuuringute Instituudi poolt Läänemere avaosa põhjapoolsesse sektorisse ($59^{\circ}15'$ pl, $21^{\circ}00'$ ip, vt joonis 1) ligikaudu 100 m sügavusele merealale kaasaegne ujuv lainepoi, mis võimaldab registreerida ka lainetuse leviku suunda (Kahma jt, 2003). Poi on täiesti autonoomne ning võetakse välja vaid ajaks, mil meri selles piirkonnas võib olla jääga kaetud.



Joonis 1. Lainetuse mõõtekohad (⊗) 2005. a jaanuaritormi ajal Läänemere avaosa põhjapoolses sektoris (vasakpoolne kaart), Helsingi lähistel (parempoolne ülemine kaart) ja Naissaare loodeosa lähistel (parempoolne alumine kaart).

Figure 1. Wave measurement sites, marked by ⊗, in the Northern Baltic Proper (left panel), near Helsinki (right upper panel) and at the island of Naissaar (right lower panel).

Soomet ümbritsevatel merealadel on lainetuse parameetreid mõõdetud mitmesuguste seadmetega samuti alates 1970ndate aastate lõpust (Kahma jt, 1983). Osa andmestikust kajastab ka lainete leviku suunda (Kahma ja Pettersson, 1993; Pettersson, 1994; Pettersson, 2001; Kahma jt, 2003).

Saadud informatsioon on kardinaalselt modifitseerinud ekspertide arvamusi nii lainetuse keskmiste kui ka ekstreemsete parameetrite osas. Näiteks valitses kuni XX sajandi lõpuni arvamus, et Soome lahe kesk- ja idaosas ei tohiks oluline lainekõrgus ületada nelja meetrit. Kohe uue sajandi algul, 15. novembril 2001, mõõdeti Tallinna ja Helsingi vahel oluliseks lainekõrguseks 5,2 meetrit (Pettersson ja Boman, 2002). On tõenäoline, et selle tormi ajal oli ka Tallinna lahes erakordselt intensiivne lainetus, mille oluline lainekõrgus ulatus lahe keskosas Tallinna–Helsingi laevatee piirkonnas üle 4 meetri (Soomere, 2003a, 2005a).

Kahjuks puuduvad regulaarsed avamerelainetuse mõõtmised kaasaegsete seadmetega Eesti, Läti ja Leedu rannavetes. Vastavate andmete puudumine viitab tõsisele

lüngale ekspertide teadmistes Läänemere põhjaosa lainetuse kohta. Lainetuse intensiivsuse muster järgib põhijoontes valitsevate tuulte jaotust ilmakaarte järgi, mis nii Läänemere avaosas kui ka Soome lahes on tugevalt anisotroopne (Soomere ja Keevallik, 2003; Soomere 2003a). Kuna tugevate tuulte seas on edelatuuled kõige sagedasemad, on lainetus tugevates tormides üldiselt kõige intensiivsem just Balti riikide ranna lähistel (Jönsson jt, 2002).

Läänemere põhjaosas fikseeriti seni kõrgeim instrumentaalselt mõõdetud oluline lainekõrgus ööl vastu 14. jaanuari 1984. a (23:00 GMT 13. jaanuaril ehk 01:00 kohaliku aja järgi 14. jaanuaril) Almagrundetil. Oluline lainekõrgus, hinnatuna kõrguselt kümnenda laine kaudu eeldusel, et lainete kõrgused on Rayleigh jaotusega, oli 7,82 m. Lainete energiaspektri alusel arvatud oluline lainekõrgus oli veidi väiksem, 7,3 m. Samas tormis registreeriti ka Läänemere kõigi aegade kõrgeim instrumentaalselt mõõdetud üksiklaine kõrgusega 12,75 m (Kahma jt, 2003). Mõnedes allikates esineb maksimaalse lainekõrguse väärtusena 7,7 m (näiteks Kahma jt, 2003).

Oluline lainekõrgus üle 7 meetri on Läänemere avaosas haruldane. Soome Mereuuringute Instituudi mõõtepunktis on selliseid lainetuse tingimusi viimase kümne aasta jooksul registreeritud vaid neljal korral: kahes teineteisele järgnenud tugevas tormis 1999. a detsembris ning jälle kaks korda järjest kahenädalase vahega 2004. a lõpul (sh 22. detsembril 2004 selle mõõtepunkti kõigi aegade kõrgeim oluline lainekõrgus 7,7 m) ja 2005. a jaanuaritormis (Kahma jt, 2003; Soomere jt, 2006).

Kirjeldatud enam kui 25 aasta pikkuste lainetuse mõõtmiste alusel olid ekspertidel kujunenud järgmised arusaamad Läänemere lainetuse ekstreemsete parameetrite kohta. Mere põhjapoolse sektori avaosas võib lainetuse tekkeks soodsate asjaolude korral (pikka aega ühtlaselt ning sobivast suunast – üldiselt edelast – suurel merealal puhuv tugev tuul) oluline lainekõrgus ulatuda 8,5 meetrini. Üle 9 meetri ulatuvad olulise lainekõrguse väärtused avamerel on väga ebatõenäolised (vrld näiteks Soomere, 2001). Maksimaalsed lainekõrgused Läänemere avaosas on ligikaudu pool vastavatest lainekõrgustest avaookeanil. Lainekõrgused Läänemere poolsuletud osades (Soome laht, Riia laht ja Botnia meri) on eeldatavasti veel kaks korda väiksemad (Kahma jt, 2003). Selline hinnang on põhiosas adekvaatne. Kõigi aegade kõrgeim instrumentaalselt registreeritud oluline lainekõrgus avaookeanil oli kuni 2004. a septembrini 15,96 m. Praegu „kehtiva” maailmarekordi 17,9 m (kõrgeim üksiklaine 27,7 m) püstitas Mehhiko lahes orkaan Ivan 15. septembril 2004 (Wang jt, 2005).

3. Lainetus 2005. a jaanuaritormis

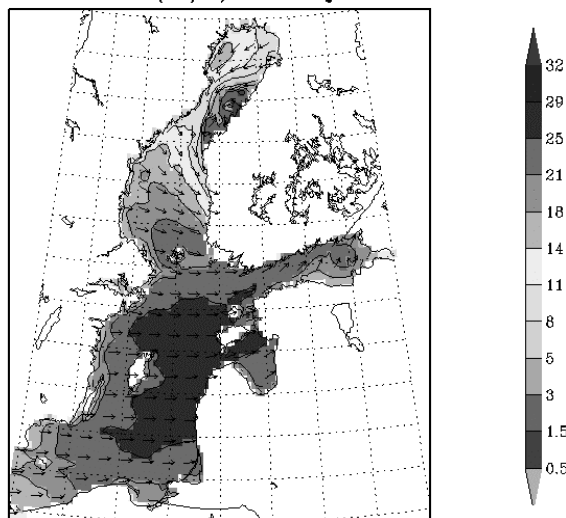
Kuigi tuule kiirused 2005. a jaanuaritormis (mis Skandinaavias kandis nime Gudrun ning Iirimaal ja Inglismaal Erwin, vt Carpenter, 2005) jäid Eesti piires mõistlikeks, reageeris meri sellele tormile täiesti unikaalsel moel. Vesi tõusis erakordselt kõrgele peaaegu kogu Eesti rannavööndis ning püstitas uue veetõusu rekordi (2,74 m) Pärnus. Kõrge veetase püsis palju tunde ning tegi palju pahandust. Eesti pääses kerge ehmatusega: kui teistes maades hukkus selles tormis vähemalt 17 inimest, siis meil registreeriti õnneks vaid üks hukkunu (Postimees, 13.01.2005).

Tormi kõige erakordsemaks jooneks tuleb aga pidada avamerel tekkinud lainetuse tingimusi. Need olid täiesti unikaalsed kogu kaasaegse laevasõidu ajaloos (Soomere, 2005b; K. Kahma, Soome Mereuuringute Instituut, personaalne informatsioon, 2005).

Põhjuseks oli peamiselt asjaolu, et Läänemere avaosas puhus tuul kogu merel väga ühtlaselt, kuid nii tugeva tormi kohta ebatavalisest suunast – praktiliselt täpselt läänest (joonis 2; vrdl Soomere ja Keevallik, 2001, 2003).

Juhtivad operatiivse okeanograafia teenistused Läänemere ümbruses prognoosisid juba kaks päeva enne tormi, et oluline lainekõrgus Läänemere avaosa põhjapoolses sektoris võib ületada ööl vastu 9. jaanuari 2005. a 10 meetrit. Kõige “optimistlikum” oli Saksamaa meteoteenistuse (*Deutsche Wetterdienst*) prognoos, mille kohaselt võis oluline lainekõrgus Hiiumaa ja Hanko vahel ulatuda üle 12 meetri. Teised juhtivad keskused (Soome Mereuuringute Instituut, Taani Meteoroloogia Instituut) prognoosisid lainekõrguse maksimumiks 11–12 meetrit. Oodati, et tugevaima tuule ja kõrgeimate lainete piirkond kujuneb Soome lahe suudmealas ning et Soome Mereuuringute Instituudi lainepoi paikneb maksimaalse lainekõrgusega ala vahetus läheduses (Soomere jt, 2006).

Wind at 10m (m/s): 2005 jan 09 02z



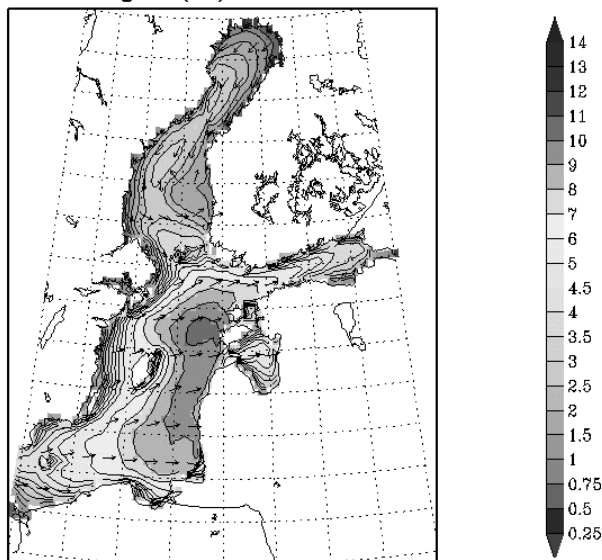
Joonis 2. Taani Meteoroloogia Instituudi poolt antud tuule kiiruse (m/s, skaala paremal) ja suuna (nooded) prognoos Läänemerel kell 02:00 GMT 9.01.2005 (prognoos tehtud 7.01.2005 kell 06:00 GMT). Tuule kiiruse maksimum on Läänemere avaosas ja miinimum Botnia lahes.

Figure 2. Forecast of wind speed (m/s, scale on the right) and direction (arrows) 10 m above water surface by DMI for 02:00 GMT on 9 January (released on 7 January 06:00 GMT). Maximum wind speeds were expected to occur in the Baltic Proper and minimum speeds in Bothnian Bay.

Tegelikult liikus tormi maksimum mõnevõrra enam lõuna poole. Ööl vastu 9. jaanuari antud prognoosis, mis tõenäoliselt võrdlemisi täpselt kajastas tegelikku tormi liikumist, on maksimaalse lainekõrgusega ala Saaremaa lähistel (joonis 3). Nii Saksa meteoteenistuse kui ka Taani Meteoroloogia Instituudi lainemudelid hindasid olulise lainekõrguse maksimumiks ligikaudu 11 meetrit. Prognoositud ja tegelikult mõõdetud lainekõrguste võrdlus näitas hiljem, et mudelite viga oli alla 10%. Seega on alust arvata, et

oluline lainekõrgus Saaremaast idas oli sel ööl ligikaudu 10 meetrit (Soomere jt, 2006). Sellist arvamust kinnitab erakordselt intensiivne põhjasetete transport sel ööl. Näiteks Ventspils sadama sissesõidutee sügavus vähenes 17 meetrilt 11 meetrile (Soomere, 2005b).

Sign. wave height (m): 2005 JAN 09 at 06z



Joonis 3. Taani Meteoroloogia Instituudi poolt antud olulise lainekõrguse (m) ja lainete leviku suuna (nooled) prognoos Läänemereel kell 06:00 GMT 9.01.2005.

Figure 3. Forecast of significant wave height (m) and propagation direction (arrows) by DMI for 02:00 GMT on 9 January (released on 7 January 06:00 GMT).

Haruldastelt pikk oli selles tormis ka lainetuse domineeriv periood. Tavaliselt ei ületa see Läänemereel 11–12 sekundit ka kõige tugevates tormides (Kahma jt, 2003). Seekord olid lainete perioodid Soome Mereuuringute Instituudi mõõtepunktis ligikaudu 12 s peaaegu terve ööpäeva vältel. Mere idaosas, eelkõige Läti ja Eesti ranniku lähistel, ulatus lainetuse domineeriv periood tõenäoliselt 13–14 sekundini.

Tuule ebahariliku suuna tõttu ilmnisid selles tormis tõenäoliselt mõningad Läänemere avaosa jaoks ebatavalised lainetuse omadused. Nagu ülal märgitud, puhus tuul pikka aega suure nurga all Läänemere avaosa telje suhtes. See on Läänemere puhul suhteliselt haruldane, sest tugevate tuulte seas domineerivad piki mere avaosa puhuvad edela- ja põhjaloode tuuled (Soomere, 2003b). Selline situatsioon (nn *slanted fetch conditions*, Kahma ja Pettersson, 1994) on tavaline Soome lahel, mis ei ole orienteeritud valitsevate tuulte suunas. Soome lahel esinevas lainetuses domineerib taolistes tuulesituatsioonides sageli suhteliselt pikkade perioodidega ning täpselt piki lahe telge leviv lainesüsteem. Selline süsteem tekib vahel isegi siis, kui tuul puhub peaaegu risti lahe teljega (Kahma ja Pettersson, 1994; Pettersson, 2004). Kirjeldatud efekt võib olla üks harukordselt pikkade lainete tekkimise põhjustest.

4. Lainetus Soome lahes

Läänemere avaosas möllavad tormid ei pruugi tekitada tugevat lainetust Soome lahe keskosas. Näiteks 22.–23. detsembril 2004. a Läänemerel 7,7-meetrise olulise lainekõrguse tekitanud väga tugeva tormi ajal ulatus lainekõrgus Naissaare lõunaosa lähistel vaid 1,7 meetrini. Samas ulatus 2004. a viimastel päevadel oluline lainekõrgus Naissaare lähistel märksa nõrgema tormi korral 2 meetrini. Taoline erinevus on tingitud Läänemere avaosa ja Soome lahe erinevast orientatsioonist, mistõttu Läänemere avaosas tekkinud lained üldjuhul ei levi kuigi sügavale Soome lahte.

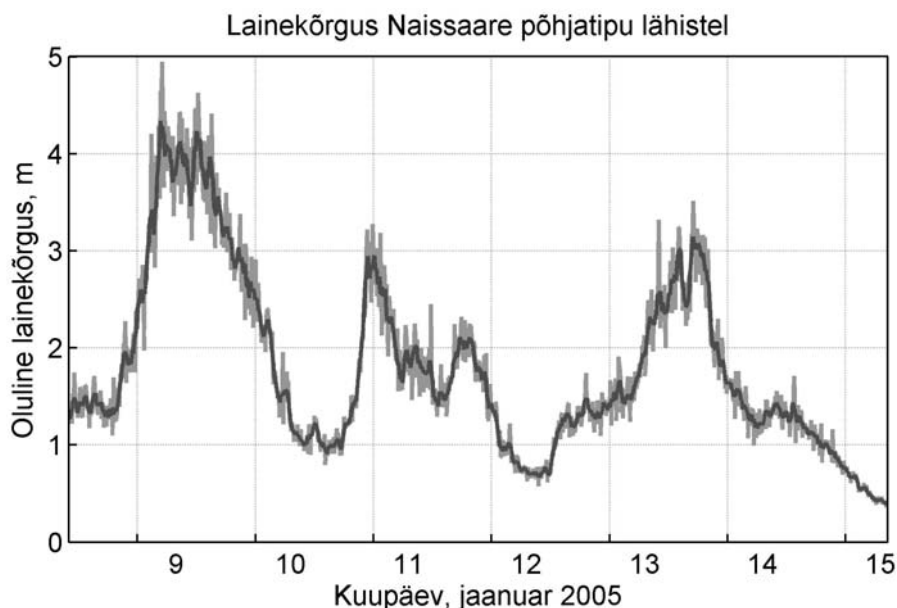
Käsitletava 2005. a jaanuaritormi prognoosid andsid alust oodata Läänemere avaosas tekkivate lainete jõudmist Soome lahe siseossa. Seetõttu paigutati vahetult tormi eel rõhuanduril baseeruv autonoomne lainemõõtur Naissaare loodeosa lähistel (59°37,1'p, 24°29,1' ip, vt joonis 1) ligikaudu 14 meetri sügavusse vette. Kasutati firma PTR Grupp poolt välja töötatud ja valmistatud seadet, mille keskne sõlm on rõhuandur firmalt Keller. Anduri mõõteulatus on ligikaudu 20 m veesammast ning täpsus on 0,25% koguskaalast. Andur on varustatud automaatse temperatuurikompensatsiooniga. Mõõtekoht paikneb piirkonnas, mis on lääne poole avamere suunas täiesti avatud ning kuhu jõudvat avamere-lainetust merepõhi mõjutab üsna vähe. Rõhuandur asetses tormi ajal ligikaudu 9 m sügavusel. Sellisel sügavusel ei ole võimalik eristada laineid perioodidega alla 3 sekundi.

Oluline lainekõrgus Naissaare loodeosas ulatus 9. jaanuaril 2005. a 10 minuti keskmisena 5 meetrini ning 50 minuti keskmisena 4,3 meetrini (joonis 4). Märgin, et ka Almagrundeti mõõteseadmestikus registreeriti oluline lainekõrgus 10 minuti pikkuste lõikude kaupa.

Kaasaegsetes lainetuse suunda registreerivates ujuvpoides kasutatakse sageli 20 minuti pikkuste lõikude keskmisi andmeid. Sellise meetoodika alusel leitud olulise lainekõrguse maksimaalne väärtus selles tormis kõnesolevas mõõtepunktis oli 4,5 m (Soomere jt, 2006). Soome lahes instrumentaalselt mõõdetud lainekõrguste seas on see väärikal teisel kohal. Hetkel on see intensiivseim lainetus, mida on Eesti rannavetes kaasaegse aparatuuriga registreeritud. Üksiklainete suurim kõrgus ulatus tõenäoliselt 8-9 meetrini. Soome lahe kõigi aegade lainekõrguse rekord jäi lõõmata vaid seetõttu, et tsüklon liikus prognoosiga võrreldes veidi rohkem lõuna poole ning tugevaima tuulega ala jäi maismaa kohale. Üsna ebatavaline on, et lainekõrgus püsis 4 m ringis üle kümne tunni.

Jaanuaritormi ajal jõudsid, nagu prognoositud, Soome lahte harukordselt pikad lained. Tavaliselt ei ületa lainete perioodid Soome lahes ka väga tugevates tormides 7-8 s (Pettersson, 2001). Seekord püsis lainete domineeriv periood 10–12 s ligikaudu 10 tunni vältel. Selline lainetus registreeriti Tallinna ja Helsingi lähistel esmakordselt. Erakordselt pikad ja kõrged lained tekkisid osalt tuule ja lainete sünkroniseeritud käitumise tõttu. Tuul puhus algul edelast piki Läänemere avaosa ning pöördus läände just siis, kui lained Soome lahe suudmes olid kasvanud väga kõrgeks. Pikkade lainete tekkimisel oli tõenäoliselt suur roll ka tuule spetsiifilisel suunal, mille puhul arenes Läänemere avaosas Soome lahe suunas leviv pikkade lainete süsteem.

Mõni päev hiljem, 13. jaanuaril, oli Läänemerel võrdlemisi tugev, kuid mitte erakordne torm. Tuul puhus siis piki Läänemere avaosa telge ning mere avaosas tekkinud lained ei jõudnud Soome lahe siseossa. Kõrgeimate lainete perioodid olid seal enamasti 8-9 sekundit ning ulatusid lühiajaliselt 10 sekundini, kuid lainekõrgus jäi alla kolme meetri.



Joonis 4. Oluline lainekõrgus Naissaare loodeosa lähistel 10 minuti pikkuste lõikude kaupa (hall joon) ja 50 minuti keskmisena (must joon).

Figure 4. Significant wave height near Naissaar Island, the Gulf of Finland, calculated over 10-minute intervals (grey) and its average over 50-minute intervals (solid).

5. Järeldusi

Meretranspordi, sadamaehituse ja rannikutehnika seisukohalt tõenäoliselt kõige olulisem järeldus toodud analüüsist on, et isegi kogenud eksperdid on tugevasti alahinnanud Läänemere lainetuse ekstreemseid parameetreid. Lainekõrgusi, mis selles tormis esinesid suurel merealal, on seni peetud praktiliselt võimatuteks. Seejuures tuule kiirus mere avaosas selle tormi ajal oli küll suur (28-29 m/s), kuid mitte ebatavaline. Seega tuleb lihtsalt tõdeda, et isegi sellised väikesed ja pealtnäha hästi läbi uuritud merealad nagu meie kodune Läänemeri pakuvad üha uusi üllatusi.

Asjaolu, et oluline lainekõrgus võib isegi olemasolevates klimatoloogilistes tingimustes Läänemeres ületada 10 meetrit (üksiklainete kõrgus vastavalt 18-19 meetrit), sunnib tõenäoliselt korrigeerima ka hinnanguid mere reaktsioonile muutuvates kliimatingimustes, eriti väidetavalt üha kasvava tormide intensiivsuse puhul.

Samas osutusid ootamatult täpseiks tänapäeval klassikaliseks kujunenud laine-mudelil WAM ja kohalikel atmosfääri mudelitel baseeruvad lainetuse prognoosid. Need olid põhijoontes korrektsed enam kui 48 tundi ette ning täiesti adekvaatsed 12–24 tundi ette (Soomere jt, 2006). Eraldi väärib märkimist asjaolu, et kõikides mõõtepunktides tegelikult mõõdetud lainetuse parameetrid paiknesid erinevates keskustes kasutatavate mudelite prognoosidest moodustunud „koridoris”.

Tänuavaldus

Toodud analüüs on osaliselt valminud Eesti Teadusfondi granti nr 5762 rahalisel toel. Analüüs on lõpetatud ajal, mil autori visiiti Oslo Ülikooli Rakendusmatemaatika tippkeskuse toetas Euroopa Liidu projekt CENS-CMA. Autor tänab Arno Behrens'it (Geesthacht, Ranniku-uuringute Instituut) Laura Tuomi't (Soome Mereuuringute Instituut), Jacob Nielsen'it (Taani Meteoroloogia Instituut) ja Barry Broman'it (Rootsi Meteoroloogia ja Hüdroloogia Instituut), kes on võimaldanud kasutada lainetuse mõõtmise ja modelleerimise tulemusi. Lainetuse mõõtmisel Naissaare lähistel kasutati TTÜ Meresüsteemide Instituudile kuuluvat lainemõõturit.

Kirjandus

- Carpenter G., 2005. Windstorm Erwin/Gudrun – January 2005. Specialty Practice Briefing, Issue No 2, 14 pp.; http://www.guycarp.com/portal/extranet/pdf/Speciality_Briefing_170105.pdf.
- Jönsson, A., Broman B., Rahm, L., 2002. Variations in the Baltic Sea wave fields. *Ocean Engineering* 30, 107–126.
- Kahma, K., Pettersson, H., 1993. Wave statistics from the Gulf of Finland. Finnish Institute of Marine Research, Internal report 1/1993 (soome k).
- Kahma, K., Pettersson, H., 1994. Wave growth in a narrow fetch geometry. *The Global Atmosphere and Ocean System* 2, 253–263.
- Kahma, K., Pettersson, H., Tuomi, L., 2003. Scatter diagram wave statistics from the northern Baltic Sea. MERI – Report Series of the Finnish Institute of Marine Research 49, 15–32.
- Kahma, K., Rantanen E., Saarinen, J., 1983. Wave data from the southern Bothnian Sea 1973–1975, 1981. Finnish Institute of Marine Research, Internal report 1/1983 (soome k).
- Komen, G. J., Cavaleri, L., Donelan, M., Hasselmann, K., Hasselmann, S., Janssen, P. A. E. M., 1994. Dynamics and modelling of ocean waves. Cambridge University Press, 532 pp.
- Mårtensson, N., Bergdahl, L., 1987. On the wave climate of the Southern Baltic. Report Series A:15, Department of Hydraulics, Chalmers University of Technology, Göteborg.
- Massel, S. R., 1989. Hydrodynamics of coastal zones. Elsevier Oceanography Series, 48, Amsterdam-Oxford-New York-Tokyo, 336 pp.
- Mietus, M. (co-ordinator), 1998. The climate of the Baltic Sea Basin. Marine meteorology and related oceanographic activities, Report No. 41. World Meteorological Organisation, Geneva.
- Orlenko, L. R. (toimetaja), 1984. Tallinna lahe hüdrometeoroloogilise režiimi uuringud. Leningrad, Gidrometeoizdat (vene k).
- Pettersson, H., 1994. Directional wave statistics from the southern Bothnian Sea 1992. Finnish Institute of Marine Research, Internal report 5/1994 (soome k).
- Pettersson, H., 2001. Directional wave statistics from the Gulf of Finland 1990–1994, MERI – Report Series of the Finnish Institute of Marine Research 44, 1–37 (soome k).
- Pettersson, H., 2004. Wave growth in a narrow bay. PhD Thesis, Finnish Institute of Marine Research, Contributions no. 9, 111 lk.
- Pettersson, H., Boman, H., 2002. High waves and sea level during the November storm. In Annual report 2001, Finnish Institute of Marine Research, Helsinki, p. 7.
- Soomere, T., 2001. Wave regimes and anomalies off north-western Saaremaa Island. *Proc. Estonian Acad. Sci. Eng.* 7, 2, 157–173.
- Soomere, T., 2003a. Tallinna lahe loodusliku lainetuse režiimist. *Publicationes Instituti Geographici Universitatis Tartuensis* 93, 227–241.
- Soomere, T., 2003b. Anisotropy of wind and wave regimes in the Baltic Proper. *Journal of Sea Research* 49, 305–316.

- Soomere, T., 2005a. Wind wave statistics in Tallinn Bay. *Boreal Env. Res.* 10, 103–118.
- Soomere, T., 2005b. Estonia got storm warning from newspaper. *The Scandinavian Shipping Gazette* No 4, 25.02.2005, 26–29.
- Soomere, T., Behrens, A., Tuomi, L., Nielsen, J. W., 2006. Unusual wave conditions in the Baltic Proper and in the Gulf of Finland during windstorm Erwin/Gudrun. Submitted to *Boreal Env. Res.*
- Soomere, T., Keevallik, S., 2001. Anisotropy of moderate and strong winds in the Baltic Proper. *Proc. Estonian Acad. Sci. Eng.* 7, 1, 35–49.
- Soomere, T., Keevallik, S., 2003. Directional and extreme wind properties in the Gulf of Finland. *Proc. Estonian Acad. Sci. Eng.* 9, 2, 73–90.
- Wang, D. W., Mitchell, D. A., Teague, W. J., Jarosz, E., Hulbert, M. S., 2005. Extreme waves under hurricane Ivan. *Science* 309, 5 August 2005, 896.

Unique Wave Conditions in the Baltic Sea in January 2005

Tarmo Soomere

Institute of Cybernetics, Tallinn University of Technology

Summary

Wave conditions in the northern Baltic Proper and in the Gulf of Finland during windstorm Erwin/Gudrun (January 2005) are reviewed. The measured wave heights were modest (maximum significant wave height in the central part of the Northern Baltic Proper 7.2 m) only because the most rough seas occurred remote from the wave sensors. The operational wave models from the German Weather Forecast Service, the Danish Meteorological Institute and the Finnish Institute of Marine Research indicate that the largest waves occurred off the coasts of Saaremaa and Latvia where the significant wave heights most probably exceeded 10 m. These models well captured the basic features of wave conditions for 48–54 hours ahead, and accurately reproduced wave properties in forecasts for 24–36 hours. The dominating wave periods were about 12 s in a large part of the northern Baltic Proper. Exceptionally long waves with peak periods up to 12 s also occurred in the central part of the Gulf of Finland where the significant wave height reached at least 4,5 m.

Publicationes Geophysicales Universitatis Tartuensis

(Tartu ülikooli geofüüsika-alased toimetised)

1. Грозы в Лифляндской и Эстляндской губерниях в 1894 году. Ученые записки Императорского Юрьевского Университета, 1895, 4.
2. **Срезневский, Б. И.** (сост.) Таблицы ежедневных осадков, выпавших на всех метеорологических станциях Прибалтийского края (в Лифляндской и Эстляндской губерниях) в 1900 году. Ученые записки Императорского Юрьевского университета, 1902.
3. **Срезневский, Б. И.** Радиация перистых облаков. Из трудов Метеорологической Обсерватории Императорского Юрьевского Университета, 1906.
4. **Letzmann, J.P.** Die Höhe der Schneedecke im Ostbaltischen Gebiet. Acta et comm. univ. Tartuensis, A2, 1921.
5. **Letzmann, J.** Die Trombe von Odenpäh am 10. Mai 1920. Acta et comm. univ. Tartuensis, A3, 1922.
6. **Letzmann, J.** Das Bewegungsfeld im Fuss einer Fortschreitenden Wind- oder Wasserhose. Acta et comm. univ. Tartuensis A6, 3, 1923.
7. **Frisch, K.** Die Temperaturabweichungen in Tartu (Dorpat) und ihre Bedeutung für die Witterungsprognose. Acta et comm. univ. Tartuensis A: Mathematica, physica, medica 3., 2, 1925.
8. **Frisch, K.** Ein Versuch das Embachhochwasser im Frühling für Tartu (Dorpat) Vorherzubestimmen. Acta et comm. univ. Tartuensis A: Mathematica, physica, medica 9., 8, 1926.
9. **Frisch, K.** Zur Frage der Luftdruckperioden. Acta et comm. univ. Tartuensis A: Mathematica, physica, medica 13., 4, 1927.
10. **Frisch, K.** Zur Frage der Temperaturanstiegens im Winter. Acta et comm. univ. Tartuensis A: Mathematica, physica, medica 13., 7, 1928.
11. **Frisch, K.** Zur Frage über die Beziehung zwischen der Getreideernte und einige meteorologischen Faktoren in Eesti. Acta et comm. univ. Tartuensis A: Mathematica, physica, medica 14., 4, 1929.
12. **Liedemann, H.** Über die Sonnenscheindauer und Bewölkung in Eesti. Acta et comm. univ. Tartuensis A: Mathematica, physica, medica 19., 3, 1930.
13. **Frisch, K.** Zur Frage der Zyklonenvertiefung. Acta et comm. univ. Tartuensis A: Mathematica, physica, medica 18., 7, 1930.
14. **Frisch, K.** Die Veränderungen der klimatischen Elemente nach den meteorologischen Beobachtungen von Tartu 1866-1930. Acta et comm. univ. Tartuensis A: Mathematica, physica, medica 23., 5, 1932.
15. **Kärsna, A.** Über das Problem der Vorhersage des Nächtlichen Temperaturminimums. Acta et comm. univ. Tartuensis A: Mathematica, physica, medica 27., 6, 1934.
16. **Kärsna, A.** Vereinfachte Methoden zur Berechnung des Korrelationskoeffizienten bei normaler Korrelation. Acta et comm. univ. Tartuensis A: Mathematica, physica, medica 29., 1935.
17. **Kirde, K.** Meteorological elements characterized by frequency-curves. Tartu Ülikooli Meteoroloogia Observatooriumi teaduslikud väljaanded N. 1. 1936.

18. **Kirde, K.** Change of climate in the Northern Hemisphere. Tartu Ülikooli Meteoroloogia Observatooriumi teaduslikud väljaanded N. 2. Tartu, 1938, 35 pp.
19. **Kärsna A.** Über das Problem der Messung der Störung bei statistischen Reihen mit Anwendung auf die Klimatologie. Tartu Ülikooli toimetused. A, Mathematica, physica, medica ; 34, 1938.
20. **Kirde, K.** Andmeid Eesti kliimast. Tartu Ülikooli Meteoroloogia Observatooriumi teaduslikud väljaanded N. 3. Acta et comm. univ. Tartuensis A: Mathematica, physica, medica 34., 8, 1939.
21. **Kärsna, A.** Über das System der einmodigen Häufigkeitskurven. Tartu Ülikooli Meteoroloogia Observatooriumi teaduslikud väljaanded N. 4, 1939.
22. **Prants, L.** Charakteristische Merkmale der Luftmassen über Europa nach aerologischen Beobachtungen. Acta et comm. univ. Tartuensis A: Mathematica, physica, medica 37., 1, 1940.
23. **Kirde, K.** Kliima-valdkonnad Eestis. Tartu Ülikooli Meteoroloogia Observatooriumi teaduslikud väljaanded N. 5, 1943.
24. **Kirde, K.** Einige Angaben über die Zyklonenbewegung. Tartu Ülikooli Meteoroloogia Observatooriumi teaduslikud väljaanded N. 6. Acta et comm. univ. Tartuensis A: Mathematica, physica, medica 38., 1943.
25. **Liidema, H.** Soojuse ringvool lumikattes. Acta et comm. univ. Tartuensis. Füüsika ja keemia 1, 1946.
26. **Mitt, A.** Molioonide tiheduse kõikumine atmosfääris Tartus 1937. a. Acta et comm. univ. Tartuensis. Füüsika ja keemia 2, 1946.
27. Geofüüsika-alaseid töid. Tartu Riikliku Ülikooli toimetised, N. 59, Tartu, 1958, 137 lk.
28. Труды по аэроионизации и электроаэрозолям 1. Tartu Riikliku Ülikooli toimetised, N. 140, Tartu, 1963, 138 lk.
29. Труды по аэроионизации и электроаэрозолям 2. Х.Ф.Таммет. Аспирационный метод измерения спектра аэроионов. Tartu Riikliku Ülikooli toimetised, N. 195, Tartu, 1967, 232 lk.
30. Труды по аэроионизации и электроаэрозолям 3. Tartu Riikliku Ülikooli toimetised, N. 240, Tartu, 1970, 324 lk.
31. Труды по аэроионизации и электроаэрозолям 4. Tartu Riikliku Ülikooli toimetised, N. 239, Tartu, 1969, 159 lk.
32. Труды по аэроионизации и электроаэрозолям 5. Tartu Riikliku Ülikooli toimetised, N. 283, Tartu, 1971, 235 lk.
33. Труды по аэроионизации и электроаэрозолям 6. Tartu Riikliku Ülikooli toimetised, N. 320, Tartu, 1973, 350 lk.
34. Труды по аэроионизации и электроаэрозолям 7. Tartu Riikliku Ülikooli toimetised, N. 348, Tartu, 1975, 190 lk.
35. Труды по аэроионизации и электроаэрозолям 8. Tartu Riikliku Ülikooli toimetised, N. 409, Tartu, 1977, 171 lk.
36. Труды по аэроионизации и электроаэрозолям 9. Tartu Riikliku Ülikooli toimetised, N. 443, Tartu, 1977, 164 lk.
37. Труды по аэроионизации и электроаэрозолям 10. Tartu Riikliku Ülikooli toimetised, N. 479, Tartu, 1979, 168 lk.

38. Труды по аэроионизации и электроаэрозолям 11. Tartu Riikliku Ülikooli toimetised, N. 534, Tartu, 1980, 159 lk.
39. Труды по аэроионизации и электроаэрозолям 12. Tartu Riikliku Ülikooli toimetised, N. 588, Tartu, 1981, 157 lk.
40. Ионизация, аэрозоли, электрометрия. N. 13. Tartu Riikliku Ülikooli toimetised, N. 631, Tartu, 1982, 153 lk.
41. Ионизация, аэрозоли, электрометрия. N. 14. Tartu Riikliku Ülikooli toimetised, N. 648, Tartu, 1983, 99 lk.
42. Ионизация, аэрозоли, электрометрия. N. 15. Tartu Riikliku Ülikooli toimetised, N. 669, Tartu, 1984, 142 lk.
43. Ионизация, аэрозоли, электрометрия. N. 16. Tartu Riikliku Ülikooli toimetised, N. 707, Tartu, 1985, 179 lk.
44. Ионизация, аэрозоли, электрометрия. N. 17. Tartu Riikliku Ülikooli toimetised, N. 755, Tartu, 1987, 207 lk.
45. Ионизация, аэрозоли, электрометрия. N. 18. Tartu Riikliku Ülikooli toimetised, N. 809, Tartu, 1988, 183 lk.
46. Ионизация, аэрозоли, электрометрия. N. 19. Tartu Riikliku Ülikooli toimetised, N. 824, Tartu, 1988, 167 lk.
47. Ionization, aerosols, electrometry. Tartu Ülikooli toimetised, N. 880, Tartu, 1990, 121 lk.
48. Air ions and electrical aerosol analysis. Tartu Ülikooli toimetised, N. 947, Tartu, 1992, 171 lk.
49. Ionization, aerosols, electrometry. Tartu Ülikooli toimetised, N. 950, Tartu, 1992, 138 lk.